

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



Jan Čečka

Lokální hydrogeologie CHKO Blanský les
Local hydrogeology of the PLA Blanský les

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce:
Mgr. Tomáš Ondovčín, Ph.D.

Praha, 2014

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 20.8.2014

Podpis

Jan Čečka

Poděkování

Na tomto místě bych rád poděkoval svému školiteli Mgr. Tomáši Ondovčínovi, Ph.D. za jeho trpělivost a za odborný i přátelský přístup při vedení této práce. Zároveň bych rád poděkoval pracovníkům archivu České geologické služby – Geofondu za zapůjčení posudků hydrogeologických vrtů, knihovně geologie Přf UK za podporu při vyhledávání literárních zdrojů a RNDr. Jiřímu Bruthansovi, Ph.D. za zapůjčení přístrojů a cenné rady pro hydrogeologické mapování.

A rád bych zde poděkoval své přítelkyni a rodině, jelikož mne při psaní této práce vždy podporovali.

Abstrakt

Chráněná oblast Blanský les se nalézá v Jihočeském kraji 12 km jihozápadně od Českých Budějovic. Většinu území tvoří granulitový komplex Blanského lesa s tělesy ultrabazik, menší část zaujímá pestrá série českokrumlovská s biotiticko-sillimanitickou pararulou a vložkami krystalických vápenců, erlánů, kvarcitů, amfibolitů a grafitických pararul. Tato práce se pokouší shrnout dosavadní poznatky o hydrogeologii této oblasti a vypracovat komplexní charakteristiku hydrogeologického prostředí. Zabývá se predispozicemi jednotlivých druhů hornin k vedení podzemní vody jako je charakter a hloubka rozpukání a intenzita tektonického postižení, dále na základě těchto údajů předkládá názory různých autorů na propustnost zastoupených hornin. V další části popisuje oběh podzemní vody. Z různých zpracovaných analýz pak charakterizuje zastoupené horniny hydraulickým parametrem indexu transmisivity Y a v diskuzi porovnává tyto výsledky s výše uvedenými názory na hydraulickou vodivost zastoupených hornin. Další část popisuje chemicko - fyzikální parametry podzemní vody, její ovlivnění důlní činností, vodní hospodářství a využití v minulosti a v současné době. Taktéž bylo provedeno orientační hydrogeologické mapování. Jako poslední část byla provedena rešerše posudků všech vybudovaných hydrogeologických vrtů v zájmovém území a připraveny podklady pro další práci.

Na základě zpracovaných hodnot indexů transmisivity Y , pozorování, měření pramenů a údajů z důlních děl je za nejpropustnější považován celek pestré série, a to díky krystalickým vápencům a erlánům, a dále pruh ultrabazických hornin v okolí Křemže, uprostřed granulitového masivu, na jehož propustnost má vliv tektonika. Z kvartérních sedimentů mají největší význam deluviální granulitové sutě a fluviální štěrkopískové náplavy.

U pramenů se vydatnosti nejčastěji pohybují v rozmezí setin a desetin $l \cdot s^{-1}$, výjimečné ale nejsou ani vydatnosti okolo $1 l \cdot s^{-1}$.

Chemismus podzemních vod odráží zastoupení jednotlivých hornin, kromě univerzálního typu $Ca-Mg-HCO_3$ se u krystalických vápenců vyskytuje typ $Ca-HCO_3$ a u ultrabazických hornin typ $Mg-HCO_3$.

Abstract

The protected landscape area of Blanský forest is located in the region of South Bohemia, 12 kilometres south-west from the town of České Budějovice. Its geological environment consists of the granulite massif Blanský forest including a lot of bodies of ultramafic rocks – serpentinised peridotites, then we find gneisses of varied unit of Český Krumlov with many different types of rocks – crystalline limestones (marbles), amphibolites, quartzites and graphitic parts. This bachelor thesis aims to sum up as much hydrogeological data and knowledge about the area as possible.

It presents characteristics of the hydrogeological environment like disposition of rocks to transport groundwater due to the influence of weathering, fissured zones and tectonic deformation. In its next part this thesis quantifies the hydraulic properties of present rocks by the number of the order of transmissivity magnitude Y and compares these results from pumping tests with theoretical opinions mentioned above. It also considers chemical and physical properties of groundwater, the influence of mining and the water resources treatment. There are presented field data from hydrogeological mapping too. As the last part of this thesis, hydraulic and other data from hydrogeological boreholes which have been drilled until this time were collected and sorted for future-following analysis.

Based on measured data of Y , springs and mines and due to practical experience, the varied unit and the area of ultramafic rocks around Křemže are considered to be the most conductive for groundwater. From Quaternary sediments, deluvial debris and fluvial sand and gravel sediments are high conductive too.

The amount of water rising in spring vary from some hundredth to some tenth of liter per second, even amount higher than one liter per second is not unusual.

The chemical composition of groundwater is described by Ca-Mg-HCO₃ class, overprinted by Ca-HCO₃ class in marbles area and Mg-HCO₃ class in ultramafic rocks area.

Obsah

| | |
|---|-----------|
| 1 Úvod..... | 8 |
| 2 Cíle práce..... | 8 |
| 3 Vymezení zájmového území..... | 9 |
| 4 Přírodní podmínky..... | 10 |
| 4.1 Geomorfologie..... | 10 |
| 4.1.1 Základní popis reliéfu..... | 10 |
| 4.1.2 Geomorfologické členění..... | 10 |
| 4.2 Hydrologie..... | 11 |
| 4.3 Klima..... | 12 |
| 5 Geologie zájmového území..... | 12 |
| 5.1 Geologická prozkoumanost..... | 12 |
| 5.2 Geologická stavba studované oblasti..... | 13 |
| 5.2.1 Moldanubikum..... | 13 |
| 5.2.1.1 Drosendorfská skupina..... | 14 |
| Monotónní (jednotvárná, ostrongská) skupina..... | 14 |
| Pestrá skupina..... | 14 |
| 5.2.1.2 Gföhlská skupina..... | 15 |
| 5.2.1.3 Intruzivní horniny..... | 16 |
| 5.2.2 Sedimentární pokryv..... | 16 |
| 5.2.2.1 Mesozoické zvětraliny..... | 17 |
| 5.2.2.2 Relikty sedimentů budějovické pánve..... | 17 |
| 5.2.2.3 Kvartérní sedimenty..... | 18 |
| 5.3 Přehled tektonického a strukturního vývoje..... | 18 |
| 6 Hydrogeologie zájmového území..... | 20 |
| 6.1 Hydrogeologická prozkoumanost..... | 20 |
| 6.2 Charakteristika hydrogeologického prostředí..... | 21 |
| 6.2.1 Svrchní zóna..... | 23 |
| 6.2.1.1 Svrchní zóna bez reliktních budějovické pánve a rozsáhlejších fluvialních uloženin (zóna A1)..... | 23 |
| 6.2.1.2 Svrchní zóna reliktních budějovické pánve a rozsáhlejších kvartérních fluvialních uloženin (zóna A2)..... | 24 |
| 6.2.2 Zóna připovrchového rozpukání hornin (zóna A3)..... | 24 |
| 6.2.3 Zóna spodní (zóna A4)..... | 26 |
| 6.3 Oběh podzemní vody..... | 26 |
| 6.3.1 Připovrchový kolektor..... | 27 |
| 6.3.2 Zóna A2..... | 28 |
| 6.3.3 Zóna A4..... | 29 |
| 6.4 Hydraulické vlastnosti horninového prostředí..... | 29 |
| 6.4.1 Hydraulické parametry připovrchového kolektoru..... | 31 |
| 6.4.2 Hydraulické parametry zóny A4:..... | 33 |

| | | |
|-----------|---|-----------|
| 6.4.3 | Hydraulické parametry zóny A2: | 33 |
| 6.5 | Chemismus: | 34 |
| 6.5.1 | Mineralizace a pH: | 34 |
| 6.5.2 | Hydrochemický typ vody: | 35 |
| 6.6 | Režimní situace vrtů a pramenů: | 37 |
| 6.7 | Důlní hydrogeologie: | 37 |
| 6.8 | Hospodářství a využití: | 38 |
| 6.9 | Hydrogeologické mapování: | 41 |
| 6.9.1 | Metodika mapování: | 41 |
| 6.9.2 | Výsledky: | 42 |
| 6.10 | Shromáždění podkladů z dostupných hydrogeologických vrtů: | 44 |
| 7 | Diskuze: | 45 |
| 7.1 | Hydrogeologické mapování: | 45 |
| 7.2 | Hydraulické parametry a hladina podzemní vody: | 46 |
| 4.3 | Zóny oběhu a hloubka rozpukání: | 47 |
| 4.4 | Hloubka hydrogeologických vrtů: | 47 |
| 8 | Závěr: | 48 |
| 9 | Seznam literatury: | 49 |
| 10 | Přílohy: | 56 |

1 Úvod

Území CHKO Blanský les ležící v Jihočeském kraji představuje zachovalý ekosystém, jedinečný díky své poloze, geologické stavbě i historickému vývoji. CHKO Blanský les byla vyhlášena roku 1989 a její rozloha činí 212 km² (Albrecht et al., 2003).

Právě jeho geologická stavba, kdy se na relativně malém území koncentrují rozdílné a velice zajímavé druhy hornin, jako jsou vysokotlaké peridotity a granulity či metasedimentární krystalické vápence a grafitické ruly, je jedním z důvodů jeho ojedinělosti, která se projevuje ve všech možných ohledech včetně hydrogeologie.

Podloží většiny území CHKO tvoří granulitový masiv Blanského lesa obsahující tělesa ultrabazických hornin, v menší části se pak uplatňuje pestrá série českokrumlovská. Granulitové masivy jižních Čech, zvláště masiv Blanského lesa, jsou poslední dobou středem pozornosti jak petrologů, tak strukturních geologů, o čemž svědčí 1400 m hluboký vrt Holubov, několik závěrečných prací studentů PřF UK i články v odborných časopisech.

Ale přestože se jedná o chráněnou krajinnou oblast, neexistuje žádná souhrnná práce, která by hodnotila hydrogeologii přímo celé oblasti CHKO (Burianová, 2013), ačkoliv hydrogeologická situace CHKO Blanský les není méně zajímavá než situace strukturně geologická, biologická, či historická.

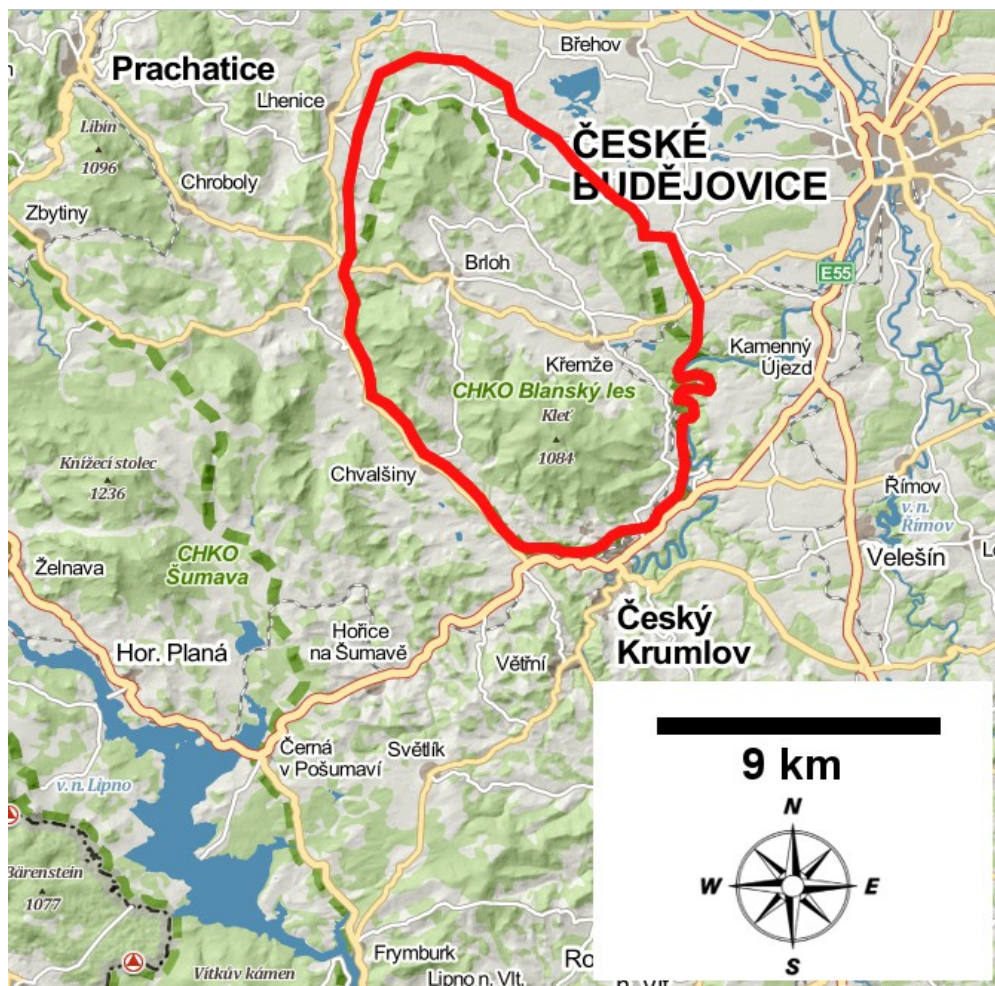
2 Cíle práce

Cílem této hydrogeologicky zaměřené práce je

- 1) shrnout dosavadní hydrogeologické poznatky o oblasti CHKO a granulitového masivu do ucelené podoby provedením rešerše dostupné literatury,
- 2) shromáždit a připravit podklady pro nové zhodnocení hydraulických a dalších parametrů hornin v zájmovém území pomocí analýzy provedených hydrogeologických vrtů,
- 3) orientační hydrogeologické mapování oblasti.

3 Vymezení zájmového území

Studovaná oblast se nachází v jižních Čechách 12 km jihozápadně od Českých Budějovic mezi okresními městy Prachatice, Český Krumlov a České Budějovice, jejichž okresy zároveň do této oblasti zasahují. Území má eliptický tvar protažený SSZ-JJV směrem (Obr. 1).



Obr. 1: Poloha zájmového území. Mapy.cz, 2014, upraveno. ©Seznam, a.s.,
©Český úřad zeměměřičský a katastrální

Zájmové území se rozkládá především na listech základních státních map 32-212 a 32-214, ale v malém rozsahu zasahuje i na listy 32-221, 32-223, 32-241, 32-232, 32-211, 32-213 základních státních map v měřítku 1:25 000 (Geoprohlížeč ČÚZK, 2014).

Zájmové území zahrnuje celou rozlohu CHKO Blanský les. Mimo to do něho byly zahrnuty některé přilehlé oblasti v lemu CHKO tak, aby s ohledem na řešené téma a výskyt hydrogeologických vrtů bylo při zpracovávání hydrogeologických údajů co možná nejvíce statisticky reprezentativní, tzn. zahrnout maximální rozsah granulitového masivu tam, kde se v něm vyskytují hydrogeologické vrty.

Hranice území v jeho jižní polovině kopíruje hranici CHKO. Směřuje z Českého Krumlova podél železniční trati do Domoradic, pokračuje po státní silnici I/39 až do Rájova, kde pokračuje údolím Vltavy za zříceninu hradu Dívčí Kámen až k samotě "U Cáby". Odsud přechází na sever a drží

se přibližně linie spojující obce Vrábče, Hradce, Habří, zde zastihne hranici CHKO, ale dále pokračuje z Čakovce na Čakov, Záboří a Chvalovice. Odtud se obloukem přes Dolní Chrášťany stáčí na Lhenice a podél toku Bezdrevského potoka, následně i podél toku Vadkovského potoka pokračuje do obce Smědeč. Odtud poté kopíruje silnici II/166, resp. hranici CHKO až do Českého Krumlova.

Podrobná situace hydrogeologických vrtů a hranice zájmového území viz Příloha A.

Chráněná krajinná oblast Blanský les byla vyhlášena roku 1989 a její rozloha činí 212 km². Důvodem vyhlášení byla ochrana přírodě blízkého ekosystému, málo narušeného lidskou činností, s ojedinělou kombinací geologie, geomorfologie, klimatu, fauny i flóry (Albrecht J et al., 2003). Viz též Plán péče o CHKO Blanský les (Anon., 2009).

4 Přírodní podmínky

4.1 Geomorfologie

4.1.1 Základní popis reliéfu

Nejvýraznějším geomorfologickým rysem je podkovovitý tvar Blanského lesa otevřený k jihovýchodu do údolí Vltavy a uzavírající Křemežskou kotlinu (Albrecht J et al., 2002; Geoprohlížeč ČÚZK, 2014).

Na reliéf celé oblasti mělo vliv klima a geologická stavba, hlavně tektonické zlomy, které predisponují orientaci některých údolí a toků, především SZ-JV a SSV-JJZ směrem (Pošmourný et al., 2004; Albrecht et al., 2003; Kodým, 1985a). Nejvyšší vrcholy a hřbety tvoří relativně reologicky a erozně odolnější granulity, ortoruly a granity, plochá území a rozsáhlé terénní deprese jsou vyvinuty především na serpentinizovaných peridotitech a pararulách (Švoma, 1971). Během kvartéru se na svazích vytvořily až 16 m mocné balvanité sutě a např. na vrcholu Kletě nebo v PR Ptačí stěna rozsáhlé mrazové sruby jako doklad glaciálního zvětrávání. Vltava v okrajové východní části území akumulovala několik říčních teras (Pošmourný et al., 2004; Albrecht et al., 2003).

4.1.2 Geomorfologické členění

Tato kapitola zpracována dle Demka (1987).

Zkoumané území se je součástí Šumavské soustavy, podsoustavy Šumavská hornatina. Celý severovýchodní okraj území hraničí s Českobudějovickou pánví, která již patří do soustavy Česko-Moravské, a zvolna se do ní svažuje. Z geomorfologických celků se většinově rozkládá v Šumavském podhůří, na východě v úzkém pásu kolem Vltavy při hranici území lehce zasahuje

do celku Novohradského podhůří.

Dále se území dělí na podcelky Prachatickou hornatinu, která zaujímá většinovou rozlohu území, Bavorovskou vrchovinu, která zasahuje na sever do oblasti Čakova a Záboří, a na Kaplickou brázdu, která tvoří východní část území podél toku Vltavy.

Zkoumané území zahrnuje okrsky Chvalšinská kotlina, Lhenická brázda, Blanský les, Křemežská kotlina, Netolická pahorkatina, Velešínské pahorkatina, Kroclovská pahorkatina. Viz Příloha B (Národního geoportál INSPIRE, 2014)

Chvalšinský kotlina se rozkládá při J a JZ okraji území podél toku Chvalšinského potoka a na severozápadě na ni navazuje Lhenická brázda, kterou protéká S směrem Bezdrevský potok. Největší plochu zaujímá okrsek Blanský les, který má podkovovitý tvar a reprezentuje celý rozsáhlý hřbet Kletě, nejvyššího bodu zájmového území (1084 m n. m.), a obloukovitě se stáčí přes hřbet Bulového (953 m n. m.) Buglaty (832 m n. m.), Vysoké Běty (804 m n. m.) až na protáhlý hřbet vrcholu Kluk (741 m n. m.). Těmito elevacemi Blanský les uzavírá Křemežskou kotlinu, která tvoří relativně plochou depresi svažující se k JV a protékající Křemežským potokem. Na S a SV okraji území se pak nachází Netolická pahorkatina a V okraj území představuje Velešínská a Kroclovská pahorkatina, jejíž součástí je údolí Vltavy spolu s nejnižším bodem území, hladinou Vltavy u samoty "U Cáby" s výškou 420 m n. m. (Geoprohlížeč ČÚZK, 2014).

4.2 Hydrologie

Celé území se nachází v povodí Vltavy, konkrétně v povodích III. řádu Vltava po Malši (1-06-01) a Vltava od Malše po Lužnici (1-06-03). Hlavními toky III. řádu dle klasifikace Gravelia, které odvodňují zájmové území, jsou Polečnice (čhppp 1-06-01-159), která odvodňuje J část území spolu s J svahem Kletě; Bezdrevský potok (čhppp 1-06-03-017), který protéká Lhenickou brázdou a odvodňuje Z část území. Vody ze S a SV oblasti odvádí Dehtářský potok (1-06-03-006). Největší část území, celou Křemežskou kotlinu a přilehlé svahy, odvodňuje Křemežský potok (1-06-01-195). Východní část odvodňuje přímo Vltava, která vytváří hluboce zařízlé kaňonovité údolí, a její malé bezejmenné přítoky. (Geoprohlížeč ČÚZK, 2014; , Síť monitoringu povrchových vod ČHMÚ, 2014a; MZe Vyhláška č. 178/2012 Sb.).

Průměrný roční průtok Vltavy v Českém Krumlově je 16,8 m³/s (ČHMÚ, 2014b), Křemežského potoka v Brloze 0,360 m³/s (ČHMÚ, 2014c) a u ústí do Vltavy 0,94 m³/s (Albrecht et al., 2003).

Základní hydrologické údaje včetně plochy povodí, průměrných srážek na povodí a průměrných průtoků poskytuje regionální pracoviště ČHMÚ České Budějovice (ČHMÚ, 2014d).

V minulost byly některé části toků či celé toky v zájmovém území, především pak Křemežský potok a potok Borová, uměle napřimovány a zkracovány, což nepříznivě ovlivnilo zadržování vody v krajině. V současnosti proběhly či probíhají některé projekty na jejich revitalizaci (Albrecht

et al., 2003; Anon., 2006; Anon., 2014).

4.3 Klima

Jižní, nejvyšší část okrsku Blanského lesa spadá do chladné oblasti CH7 s průměrnými teplotami v lednu -3°C až -4°C, v červenci 15-16°C a s úhrny srážek ve vegetačním období 500-600 mm, v zimním období pak 350-400 mm. Jeho zbylá část spolu s Lhenickou brázdou spadá do oblasti mírně teplé MT3, s lednovými průměrnými teplotami -3°C až -4°C a červencovými 16-17°C a s úhrny srážek ve vegetačním období 350-450 mm, v zimním období 250-300 mm. Zbytek území spadá do oblasti mírně teplé MT5 s průměrnými teplotami v lednu -4°C až -5°C, v červenci 16-17°C a s úhrny srážek ve vegetačním období 350-450 mm, v zimním období pak 250-300 mm (Quitt, 1971; Albrecht et al., 2003).

Na klima celé oblasti má vliv hlavně srážkový stín Šumavy a efekt tzv. alpského fénového proudění, které přináší suchý a teplý vzduch. Množství srážek za rok na stanici Klet', 1084 m n. m., je 723 mm (Krásný et al., 1984, což je téměř poloviční množství oproti srovnatelným výškám okolo 800-1000 m n. m. na Šumavě (Albrecht et al., 2003). Hřbet Kleti pak díky své SZ-JV orientaci tvoří další srážkovou bariéru, a samotná oblast Křemežské kotliny je proto ještě sušší - 596 mm srážek za rok na stanici Křemže-Chlumeček, 540 m n. m. (Krásný et al., 1984).

Na zájmovém území se nachází či v minulosti nacházelo několik meteorologických stanic měřících srážky nebo teplotu. Ze zrušených se jedná o stanice Klet' a Záboří-Lipanovice. Z funkčních stanic se jedná o Český Krumlov, Ktiš-Tisovku a srážkoměrné stanice Křemže, Brloh a Červený Dvůr (ČHMÚ pobočka České Budějovice, 2014).

Údaje o srážkách a teplotě měřených v různých obdobích minulého století a zjištěných z různých literárních zdrojů udávám v Příloze C

5 Geologie zájmového území

5.1 Geologická prozkoumanost

Geologie území byla přehledně zpracována jednak v základních geologických mapách v měřítku 1:25 000 (především listy Křemže, Nová Ves, Český Krumlov, okrajově i Kamenný újezd, Velešín, České Budějovice) a 1:50 000 (listy Prachatic, Český Krumlov, České Budějovice, Trhové Sviny), jednak se zkoumaným územím zabývalo mnoho odborněji zaměřených prací, které studovaly strukturní vztahy, stáří a genezi protolitů granulitových masivů, ložiska zlata a stříbra, polymetlická zrudnění grafitu, ložiska niklu a vápenců, geofyzikální poměry granulitů a ultrabazik a další. Geofyzikální měření byla zaměřena kromě mapování především na průzkum grafitových ložisek a rozlišení ultrabazických hornin a jejich zvětralin. Přehled starší geologické literatury udává např.

Kodym (ed., 1981, 1985), Müller (ed., 1991, 1995a, 1995b, 1996), Skořepa (1970), novější literatura zabývající se především strukturní geologií a petrologií je uvedena v pracích Fraňka (2003) a Fraňka et al. (2006).

5.2 Geologická stavba studované oblasti

Zájmové území je součástí šumavské větve moldanubika. Na západě a jihozápadě sousedí s granulitovými masivy prachatickým a křišťanovským, na jihu až východě pokračuje pestrá skupina českokrumlovská. Severovýchodní hranice území probíhá poblíž kontaktu moldanubika s budějovickou pánví, jejíž sedimenty se ve formě denudačních zbytků nacházejí i v zájmovém území (Kodym, 1985a).

Z pokryvných útvarů se vyskytují, snad svrchnokřídové, fosilní zvětraliny serpentinizovaných peridotitů, reliktů pánevních uloženin svrchní křídly i terciéru a kvartérní pokryv ve formě deluviálních, deluviofluviálních a fluviálních usazenin (Malecha a Žebera, 1981; Žebera a Kodym, 1985).

Základem geologické stavby území je granulitový masiv Blanského lesa. Na západě je součástí území lhenický prolom, který odděluje výše zmíněný masiv od dalších granulitových masivů-prachatického a křišťanovského. Na jihu a východě území granulity Blanského lesa sousedí s pestrá skupinou českokrumlovskou, na severovýchodě pak vede hranice na styku granulitů a budějovické pánve, na severu, již za hranicí území, navazují na granulity granitoidy typu Čertovo břemeno, leukokráttní ruly podolského komplexu a pararuly monotónní skupiny (Kodym, 1981).

Geologická mapa, bez bližšího určení petrografie a stratigrafie jednotlivých hornin viz Příloha A (Geologická mapa 1:50 000 ČGS, 2014)

5.2.1 Moldanubikum

Moldanubikum tvoří nejvíce metamorfovanou jednotku Českého masivu. Zaujímá jižní a jihozápadní část Českého masivu a tvoří ji silně metamorfované horniny spolu s intruzivními granitoidními horninami, mezi jejichž největší tělesa patří především středočeský a moldanubický pluton (Chlupáč et al., 2011). Metamorfóza probíhala většinou v podmínkách vyšší amfibolitové facie, přičemž docházelo i k migmatitizaci (Franěk, 2003). Protolitem dnešních metamorfitů byly jak sedimentární a vulkanické, tak i starší plutonické horniny (Chlupáč et al., 2011). V současnosti se moldanubikum považuje za koláž hornin spodnoproterozoického až spodnopaleozoického stáří (včetně možných a pravděpodobných výskytů siluru a devonu) a za nejdůležitější proces vývoje je považována variská metamorfóza, během níž došlo k intruzím granitoidů a plutonických komplexů, v závěrečné fázi pak docházelo i k horizontálním střížným pohybům, které vytvořily liniové struktury s orientacemi SZ-JV a SSV-JJZ (Chlupáč et al., 2011).

Moldanubikum se dělí na drosendorfskou skupinu, neboli jednotku, a na gřohlskou skupinu, neboli jednotku (Tollman, 1982; Matté et al., 1990). V zájmovém území se nacházejí horniny obou těchto skupin.

5.2.1.1 Drosendorfská skupina

Jak uvádí Franke (2000), drosendorfská skupina se dále dělí na monotónní sérii (neboli ostrongskou jednotku) a na pestré sérii. Podle stavu současného výzkumu moldanubikum představuje složitý komplex hornin, kterému dominuje inverzní metamorfní stavba spojená s až Příkrovou stavbu podporuje mnoho dalších prací, jejich přehled udává Cháb et al. (2008). Strukturně podloží monotónní série je od nadložní série pestré oddělena polohou světlické a rájovské ortoruly (Cháb et al., 2008). Podle Vrány (1992) stoupá inverzní metamorfní stavba směrem od jihovýchodu k severozápadu od podloží do nadloží takto: kaplická série, jednotvárná série, světlicko-rájovská ortorula, pestrá série, granulitové komplexy s ultrabaziky.

Monotónní (jednotvárná, ostrongská) skupina

Je budována především metapsamity a metapelity, jejichž metamorfóza probíhala v podmínkách amfibolitové facie (Franěk, 2003) za středních a nízkých tlaků (Chlupáč et al., 2011). Konkrétně se jedná o biotitické, biotiticko-muskovitické a hlavně biotiticko-sillimanitické pararuly, které na kontaktech s variskými granitoidy obsahují i cordierit (Chlupáč et al., 2011). Mnohdy podlehly mírné až silné migmatitizaci (Cháb et al., 2008). K nim se přidávají tělesa ortorul, kvarcitů a amfibolitů (Franěk, 2003; Cháb et al., 2008).

Do monotónní skupiny pravděpodobně patří některé horniny lhenického prolomu, reprezentovány pararulami s jen malým množstvím vložek odlišných hornin, především kvarcitu (např. Kodým, 1981).

Pestrá skupina

Narozdíl od monotónní skupiny jsou pararuly více mineralogicky vyzrálé – metamorfní sukcese je větší, obsahují více K-živce (Franěk, 2003), ale hlavně obsahují daleko větší množství vložek metasedimentů a metabazitů. K nim patří krystalické vápence a dolomity, vápenatosilikátové horniny (erlány), kvarcity, kvarcitické a grafitické ruly, amfibolity a tělesa ortorul (Chlupáč et al., 2011). Jak udává Chlupáč et al. (2011), protolity monotónní skupiny byly původně zřejmě hlubokovodnějšími sedimenty než protolity pestré skupiny.

V zájmovém území se vyskytují horniny pestré skupiny českokrumlovské. Jedná se o pás pararul s množstvím vložek jiných typů hornin, který lze sledovat od Lipna až po rudolfovskou hrást'. V okolí Českého Krumlova je jeho mocnost zvětšena a pestrá skupina je zde reprezentována pararulami s bohatými vložkami především krystalických vápenců, amfibolitů a grafitických rul

(Franěk, 2003). Na severu pestrá skupina českokrumlovská hraničí s granulitovým masivem a jejich kontakt je kladen mezi amfibolit a peridotit, kdy tělesa amfibolitu tvoří v lemu masivu až kilometr dlouhé pásy o mocnosti až 200 m (Kodym, 1985b). Na rozhraní obou jednotek jsou prokazatelné směrné poruchy a zlomy (Kodym, 1990). Pestrá jednotka obsahuje ložiska grafitu, která byla v minulosti velice významně těžena, ať už v Českém Krumlově, nebo v ekvivalentu pestré jednotky na sever od granulitového masivu Blanského lesa, v tzv. jednotce chvalovické (Kodym, 1981). Grafit se jak v pestré skupině, tak v moldanubiku vyskytuje vždy souběžně s polohami krystalických vápenců, popř. jako vložka přímo v nich. (Bernard et al., 1969).

5.2.1.2 Gföhlská skupina

Skládá se z vysoce až extrémně metamorfovaných hornin (Franke, 2000) jako jsou granulity (převážně felsické), částečně serpentinizované granátické a pyroxenitické peridotity (Chlupáč et al., 2011) a gföhlské ruly, neboli migmatity a leukokráttní ortoruly (O'Brien, 2000), které jsou v blízkosti středočeského plutonického komplexu jako ruly podolského komplexu (Cháb et al., 2008). Granulity se nacházejí strukturně nejvýše, nad ortorulami i pararulami (Franěk, 2003). Celkově pak tyto horniny představují jednu z vysokotlakých horninových asociací evropských variscid, jejichž granulitové komplexy ovšem ne vždy musí ležet ve strukturně nejvyšších pozicích (O'Brien, 2000).

Umístění gföhlské skupiny nad drosendorfskou, a tím i vysokotlakou metamorfózu granulitů (jelikož drosendorfská skupina ve vysokotlakých podmínkách metamorfována nebyla) postdatuje intruze středočeského plutonu, a to na 340 Ma (Chlupáč et al., 2011). Tento věk potvrzují i data Könera et al. (2000) pro zirkony granulitů Blanského lesa a prachatického masivu. Není ovšem jisté, zda se jedná o stáří metamorfózy nebo pozdější exhumace (Franke, 2000).

Horniny gföhlské skupiny jsou v zájmovém území nejrozšířenější. Budují celý granulitový komplex Blanského lesa o rozloze 278 km². Tím se řadí mezi největší granulitové komplexy evropských variscid (Franěk, 2003). Je sigmoidálního tvaru a sousední jednotky jsou kolem něj konkordantně otočené (Franěk, 2003). Nejběžnější horninou jsou felsické granulity, které Kodym (1985b) člení na několik typů, občas uzavírají i drobná tělesa granulitů mafických, pyroxenických (Franěk, 2003; Benard et al., 1969). Felsické granulity jsou členěny na prakticky bezslidné granulity (granulity s.s.), na místy slídnaté granulity, kde se střídají pásy bohaté biotitem s nebiotitickými pásy, a na rekrystalizované granulity. Silnější rekrystalizace až migmatitizace jse objevuje především při obvodu masivu (Kodym, 1985c), kde postihuje i pruhy amfibolitů (Bernard et al., 1969). Druhou nejzastoupenější horninou jsou do různé míry serpentinizované peridotity, které se nacházejí hlavně při obvodu masivu a v jeho střední části, kde tvoří SZ-JV pruh těles od Holubova až k Nové Vsi. Tvoří geologický podklad několika zvláště chráněných území, jako je

PR Bořinka, kde jsou trhliny v hadcích vyplněny magnesitem, nebo PR Holubovské hadce (Albrecht et al., 2003; Pošmourný et al., 2004). Peridotity jsou vůči okolním horninám omezeny převážně ostře, tektonicky. Vedle peridotitů se vyskytují i pyroxenity (Kodym, 1985b). Zajímavá je informace, že podle rozboru izotopického složení vodíku v horninách v okolí Chvalovic jsou peridotity hydratovány vodou juvenilní, narozdíl od pararul a mafibolitů, které jsou hydratovány vodou meteorickou (Kodym, 1981). Do granulitové komplexu je v jeho severozápadní až severovýchodní části zapracován úzký pruh pararuly spolu s amfibolitem, grafitickou rulou a krystalickým vápencem, tzv. chvalovická jednotka, kterou Kodym (1985b) na základě litologie a strukturní pozice připodobňuje pestré jednotce českokrumlovské. Na severním svahu Kleti se, uzavřené v granulitech, vyskytuje i jedno těleso skarnu (Kodym, 1985b). Gföhlské ruly se vyskytují především při okrajích granulitového masivu (Kodym, 1981, 1985c).

5.2.1.3 Intruzivní horniny

Tato kapitola je zpracována dle Kodyma (1981, 1985b), pokud není uvedeno jinak.

Magmatické intruzivní horniny jsou zastoupeny drobnými tělesy různých hornin v celém zájmovém území. Vystupují především jak podél styku granulitového tělesa s okolními horninami, kde je jejich výskyt tektonicky predisponován, tak v jednotlivých tělesech uvnitř masivu a v okolních horninách, kde intrudovala taktéž často podél směrných poruch. S největší pravděpodobností se jedná o variské intruze.

Konkrétně se v území vyskytuje žilný amfibolicko-biotiticko-pyroxenický alkalický syenit, žilný leukokrátň granit, usměrněný muskoviticko-biotitický granit, aplit a pegmatit. Mineralogicky významná je žíla lithného pegmatitu u Nové Vsi (Bernard et al., 1969). Pouze JZ-SV směrem protažené těleso usměrněného granitu v okolí Slavče a Hradců je podstatně větších rozměrů.

5.2.2 Sedimentární pokryv

Po ukončení procesů variského vrásnění docházelo v zájmovém území, stejně jako na většině území Českého masivu, k zvětrávání a zarovnávaní povrchu, oživení přinesla až saxonská tektonika s výzdvihem některých oblastí (Chlupáč et al., 2011; Krásný et al., 1984). Podle Vtělenského (1988) nemusela být intenzita odnosu zvětralin v době mesozoika v zájmovém území velká.

Studované území přímo sousedí se svrchnokřídovými a terciárními (především neogenními) sedimenty budějovické pánve, můžeme v něm proto nalézt relikty svrchnokřídových, ale hlavně neogenních uloženin, které "často přesahují vlastní rozsah pánve vymezený křídovými sedimenty" (Krásný et al., 1984) a nasedají přímo na krystalinikum (Krásný, 1980). Proto budou tyto sedimenty popsány právě na příkladu budějovické pánve a upřesněna jejich stratigrafická a geografická pozice v zájmovém území.

Sedimentární pokryv pak završují různé typy kvartérních sedimentů.

5.2.2.1 Mesozoické zvětraliny

Nejrozsáhlejší profily mesozoickými zvětralinami se vyskytují na serpentinizovaných peridotitech (Kodym, 1985a). Některými autory je ovšem vznik zvětralinového pláště peridotitů řazen až do terciéru (Albrecht et al., 2003; Pošmourný et al., 2004).

Fosilní zvětraliny peridotitů o mocnosti mnohdy více jak 10 m se nacházejí na značném území Křemežské kotliny v nadmořských výškách 520-560 m a nad úrovní současných údolí. Dokládají pouze malou denudaci okolí po svém vzniku. Žlutozelené až hnědozelené jílovito-zemité zvětraliny o mocnosti až 30 m a s úlomky hadců a siliciofitů byly v minulosti předmětem zájmu a pokusné těžby (Vtělenský, 1988; Morysek, 1960).

5.2.2.2 Relikty sedimentů budějovické pánve

Budějovická pánev, spolu se svou sesterskou sousední pánví třeboňskou, je tektonicky predisponovaná deprese, která vznikla při procesech spojených s alpinským vrásněním (saxonská tektonika) během křídý a terciéru. Na její stavbu mají vliv zlomy SZ-JV, SSV-JJZ i S-J směru (Chlupáč et al., 2011). Platformní pokryv zastupují svrchnokřídové a terciérní sedimenty (Chlupáč et al., 2011).

Sedimenty budějovické pánve jsou fluviálními a limnickými usazeninami pánví občasně komunikujících s mořskou vodou a odvodňovaných k jihovýchodu do okrajových částí Paratethydy (Mísař et al., 1983; Chlupáč et al., 2011). Po uzavření Paratethydního oceánu a výzdvihu celé oblasti se změnila hydrografické poměry, zvýšila eroze a celé území pánví začalo být odvodňováno k severu (Chlupáč et al., 2011).

Svrchnokřídovými horninami budějovické pánve jsou sedimenty klikovského souvrství (Chlupáč et al., 2011). Jedná se o cyklické střídání kaolinických až arkózovitých pískovců a železitých slepenců na bázi s nadložními pestrými prachovci a jílovci, které směrem do nadloží přecházejí do jednobarevných světlých pískovců a jílovců (Chlupáč et al., 2011; Mísař et al., 1983; Krásný, 1980).

V zájmovém území jsou zastoupeny sedimenty spodního oddílu klikovského souvrství v okolí Krásetína a spodní stanice lanovky na Kletě. Bohužel zvětraliny a sedimenty jiných hornin než peridotitů jsou reprezentovány pouze nejspodnější částí zvětralinového profilu a zatím se je nedaří rozeznat od profilů terciérních (Žebera a Kodym, 1985).

Terciérní sedimenty budějovické pánve jsou charakteristické opět rytmickým střídáním litologických sledů (Chlupáč et al., 2011). Jde o pestře zbarvené, ale i šedozelené, jíly, písky, pískovce a prachovce s polohami diatomitů a lignitu, nejzastoupenější je značně faciálně

proměnlivé mydlovarské souvrství o mocnosti až 120 m (Mísař et al., 1983; Krásný, 1980). Jeho část se vyskytuje v tzv. kvítkovickém příkopu, který sousedí s územím na severovýchodě (Mísař et al., 1983).

V zájmovém území se jedná až o 20 m mocné svrchnomiocenní vltavínonosné písky a písčité jíly až jíly (Mísař et al., 1983), místně označované jako vrábečské vrstvy, nebo se vyskytují pliocenní vltavínonosné štěrky a písky, označované jako korosecké štěrky, jejichž největší těleso se v zájmovém území vyskytuje jihovýchodně od Mříče a v okolí Lhenic (Malecha a Žebera, 1981).

5.2.2.3 Kvartérní sedimenty

Sedimenty kvartéru se řadí k nejrozrůzněnějšímu typu pokryvu vůbec. Jejich typ a pozice je značně závislá na morfologii terénu (Malecha a Žebera, 1981; Albrecht et al., 2003). V zájmovém území jsou zastoupeny deluviální sedimenty především písčítokamenitého charakteru, hlinitokamenité sutě až kamenná moře (Skořepa, 1970), deluviofluviální štěrkovité písky až písčité štěrky, které dosahují největší mocnosti v údolích Vltavy, Chvalšinského a Křemežského potoka (Skořepa, 1970), fluviální a nivní sedimenty včetně pleistocenních říčních teras Vltavy, soliflukční hlíny, eluviální sedimenty v plošších terénech a zároveň i sprašové hlíny (Malecha a Žebera, 1981; Žebera a Kodým, 1985). Ty se nacházejí buď smíšené se soliflukčními hlínami, nebo v samostatných, ne více než 5 m mocných akumulacích na východně orientovaných svazích v severovýchodní části území lemující kvítkovický příkop (Skořepa, 1970).

Pleistocenní písčitoštěrkové říční terasy se nacházejí v oblasti mezi Zlatou Korunou a Přísečnou přibližně 60-80 m nad dnešním tokem Vltavy (Skořepa, 1970) a plynule navazují na pliocenní korosecké štěrky, za které bývají někdy pokládány (Krásný et al., 1984).

Nejmenší mocnost kvartérních uloženin je podle Skořepy (1970) na vápencích, kdežto pararuly zvětřávají v relativně mocná eluvia s jílovitou příměsí (Tybitancl, 1979). Relativně písčíteji zvětřávají migmatity (Skořepa, 1970). Naopak granitoidní horniny a ortoruly zvětřávají v eluvia písčitohlinitého až hlinitopísčitého charakteru o mocnosti několik metrů (Tybitancl, 1979).

Podle Ložka (1961) a Sekyry (1961) jsou nejrozšířenějšími půdními typy podzolové půdy, spolu s výskytem hnědozemí (kambizemí) v nižších teplejších polohách. Lokálně se vyskytují více bazické půdní typy serpentinizovaných peridotitů (mělké hořečnaté rendziny až rankery), krystalických vápenců (rendziny a hnědé půdy) i amfibolitů (hnědozemě s trendem podzolizace). Uplatňují se i hydromorfní půdy typu glejů a pseudoglejů (Albrecht et al., 2003).

5.3 Přehled tektonického a strukturního vývoje

Přehled a zhodnocení dosavadních názorů na strukturní vývoj masivu Blanského lesa podávají Franěk (2003) a Franěk et al. (2006). Názory různých autorů se podle nich výrazně

liší-od strukturního vějíře, přes mohutné střížné zóny a složité synklinorium, až po spodnokorové leukokráttní taveniny.

Celkově pak Franěk (2003) předkládá svůj názor na granulitový masiv jako komplikovanou šupinovitou stavbu, kdy středový pruh ultrabazik okolo Křemže představuje tektonickou hranici mezi dvěma šupinami granulitu, které snad byly původně jednotnou granulitovou šupinou, která na bázi nesla pruh ultrabazik, ochlazováním se stávala rigidnější a umožnila vytvoření několikakilometrových uzavřených vrás a imbrikaci celého granulitového masivu. To již byly granulity zapracovány do českokrumlovské pestré skupiny a spolu s ní tvarovány do dnešní asymetrické „zet“ vrásky, přičemž se viskozita granulitů oproti viskozitě českokrumlovské pestré skupiny zvětšila.

Těmito procesy dosáhl pruh amfibolitů, které jsou dle Fraňka (2003) součástí pestré skupiny, a ultrabazik u západní hranice masivu značně rozsáhlé mylonitizace. Okrajová část masivu se přetvářela do podoby migmatizovaných granulitových rul až migmatitů, spolu s částmi pararul pestré skupiny českokrumlovské. Tenzní trhliny pak daly vzniknout žilným horninám, velmi často nalézaným v pestré skupině, méně pak v granulitovém masivu (Mísař et al., 1983; Kodým, 1985c).

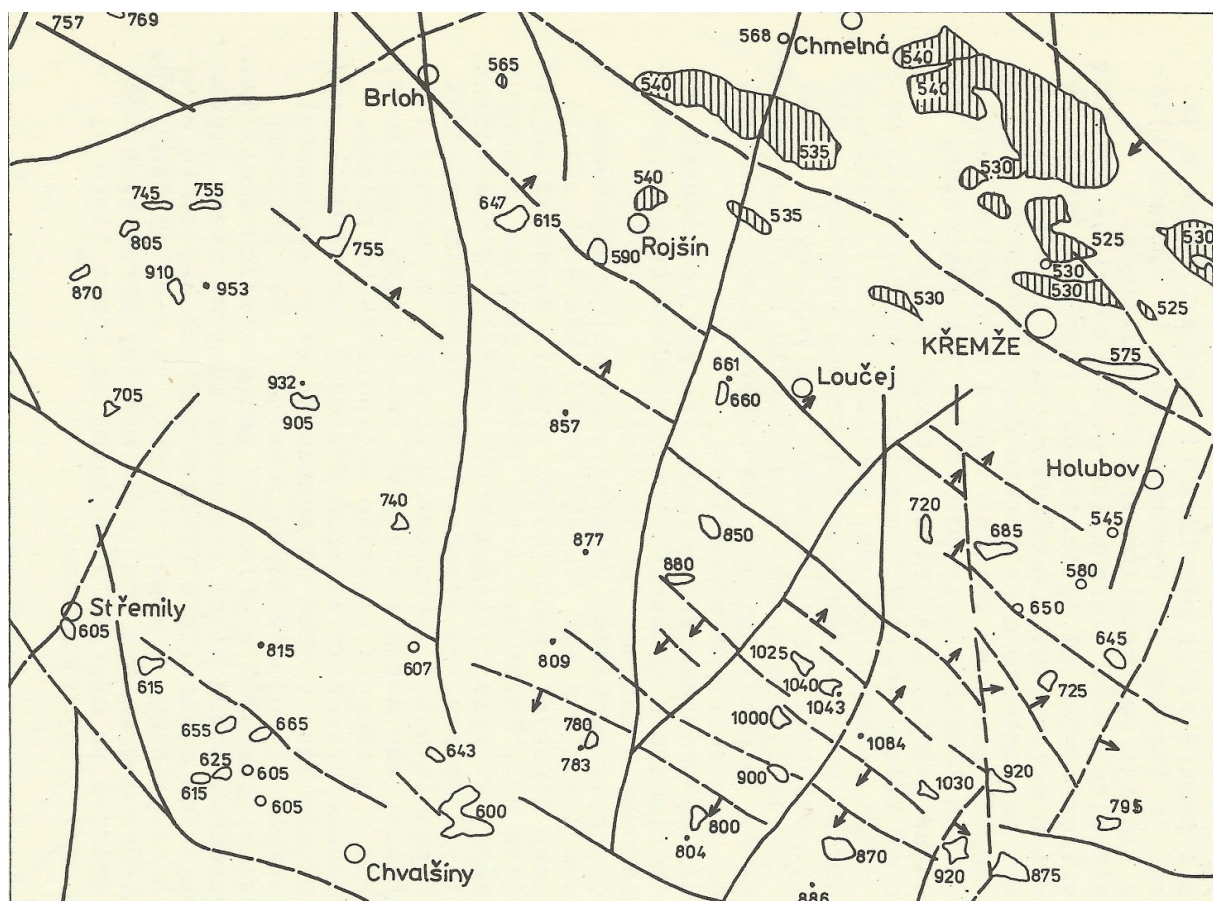
V současné době je granulitový masiv Blanského lesa považován za komplikované synklinorium v nynější podobě sigmoidální megavrásy, skládající se ze dvou tektonických šupin (Franěk, 2003; Franěk et al., 2006).

Následující část je zpracována dle Krásného et al. (1984), pokud není uvedeno jinak.

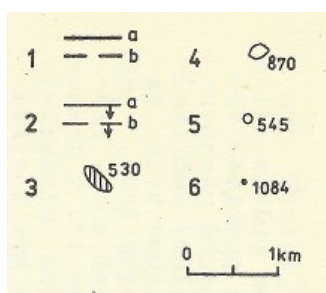
V nejmladší, saxonské, tektonické fázi vývoje území, docházelo pravděpodobně pouze k oživení pohybů na starších variských zlomech a strukturách, které se projevuje hustším rozpukáním hornin.

Nejvýraznější a nejčastější tektonické poruchy jsou směru S-J až SSV-JJZ a SZ-JV (Krásný et al., 1984; Kodým, 1985c). Tyto směry se objevují u puklin, žil, významných údolí i u mylonitizovaných a drcených zón. Nejprozkoumanější poruchová pásma těchto směrů jsou v lomech Zrcadlova Huť a Plešovice (Kodým, 1985c). Systém SZ-JV je patrně mladší než systém SSV-JJZ. Směr SSV-JJZ má lhenický prolom, který je východním omezením křišťanovského a prachatického granulitového masivu a odděluje je od masivu Blanského lesa. Směr SZ-JV má zlom dubenský spolu s přilehlým kvítkovickým příkopem, které oddělují granulitový masiv od budějovické pánve, dále např. údolí Chvalšinského a Křemežského potoka a několik dalších směrově shodných menších údolí a vodních toků.

V následujícím obrázku (Obr. 2) Kodým (1985c) předložil představu o výskytu možných a velice pravděpodobných zlomů a rozpukaných zón, které jsou často mimo vlastní mapování podloženy i geofyzikálními poznatky. Předpokládá u nich vertikální posuny až 100 m.



Obr. 2: Interpretace možných zlomů a dislokací. Převzato z Kodým (1985c).



1 - průběh přímočarých údolí indikujících zóny rozpukání a poruchy a) hluboce zaříznutých, b) mělce zaříznutých; 2 - pozice morfologických stupňů (šipka směřuje po svahu) a) výrazných, b) zřetelných; 3 - vybrané plochy fosilních zvětralin s nadmořskou výškou báze zvětralin; 4 - plošiny ve vyšší části Blanského lesa a jejich maximální výška; 5 - předkvartérní sedimenty (převážně ve vrtech) s udáním jejich maximální zastížené výšky; 6 - nejvyšší kóty různých částí hřbetu Blanského lesa

6 Hydrogeologie zájmového území

6.1 Hydrogeologická prozkoumanost

V současné době neexistuje žádná komplexní hydrogeologická studie zájmového území, resp. území CHKO Blanský les. Hydrogeologická prozkoumanost je značně nerovnoměrná a celkově nízká, závislá na různém vodohospodářském významu jednotlivých geologických celků a sledující spíše lokální cíle a zájmy související s těžbou grafitu a zásobováním obcí a obyvatel pitnou vodou.

Naprostou většinu konkrétních hydrogeologických dat obsahují zprávy z hydrogeologických

(a jiných) vrtů provedených v zájmovém území a uložené v archivu České geologické služby-Geofondu.

Zkoumání hydrogeologických vlastností reliktů terciérních a svrchnokřídových sedimentů v zájmovém území není podloženo žádnými vrtnými daty, neboť vrty, které je zasahují, jsou otevřeny též do podložního krystalinika.

To platí i o kvartérním pokryvu, který je součástí otevřeného úseku vrtu téměř vždy.

Částečně je hydrogeologická tematika zahrnuta jednak ve Vysvětlivkách k základním geologickým mapám 1:25 000 a 1:50 000 (Kodym, ed. 1981, 1985, 1990, Müller, ed., 1991, 1995a, 1995b, 1996), které ovšem často pouze prezentují informace z Vysvětlivek k základní hydrogeologické mapě ČSSR 1:200 000 list 32 České Budějovice (Krásný et al., 1984), jednak se územím konkrétněji zabývalo několik dalších prací.

První z nich je studie hydrogeologických poměrů správního okresu Český Krumlov (Procházka a Svoboda, 1947), která ovšem dochází pouze k obecným závěrům. Další práce pochází od Švomy (1971, 1972), ve své druhé části (1972) je zaměřena spíše vodohospodářsky.

Svémi diplomovými pracemi přispěli k poznání hydrogeologie Blanského lesa Skořepa (1970) a Tybitancl (1979). Skořepa zkoumal severní okolí Českého Krumlova. Zhotovil geologickou mapu v měřítku 1:10 000, zabýval se komplexními hydrogeologickými poměry a zhotovil hydrogeologickou mapu taktéž 1:10 000. Zmapoval a zdokumentoval velké množství pramenů, vrtů i studní, posoudil hydrogeologické vlastnosti hornin gföhlské i pestré skupiny a statisticky zpracoval rozsah a četnost puklin v těchto horninách. Práce Skořepy (1970) de facto popisuje část zájmového území této práce, a to od hřbetu Kleti po Český Krumlov a od Chvalšín po Zlatou Korunu.

Diplomová práce Tybitancla (1979) se zabývá především vodohospodářskými poměry okresu Prachatice a na zájmové území zasahuje pouze okrajově.

Představu o podzemních vodách velkých hloubek krystalinika a zájmového území udává hydrogeologické zpracování strukturního vrtu Holubov o hloubce 1409,3 m (Jetel, 1972).

Lze zmínit i dílčí práce zabývající se důlní hydrogeologií na českokrumlovsku, na které odkazuje Skořepa (1970), který se jimi podrobněji zabýval.

Hydrogeologií jihočeských pánví se zabýval Krásný (1980).

6.2 Charakteristika hydrogeologického prostředí

Celé území je součástí hydrogeologického rajonu č. 6310 Krystalinikum v povodí horní Vltavy a Úhlavy (Olmer et al., 2006).

Téměř celé území lze charakterizovat jako hydrogeologický masiv, jak jej definuje Krásný et al. (2012), kde se až na polohy krystalických vápenců a erlánů (které podléhají zkrasovatění)

a kvarcitů stratiformní kolektory nevyskytují (Krásný et al., 2012). Skořepa (1970) do hydrogeologického masivu řadí i zvětralinovou zónu spolu s kvartérním pokryvem, kromě rozsáhlejších fluvialních uloženin významnějších vodních toků.

Místně se ovšem vyskytují mocností i rozsahem omezené křídové a terciérní sedimenty - relikty sedimentů budějovické pánve, se kterou na severovýchodě celé území sousedí. Tyto relikty nedosahují takových proporcí, aby bylo možno uvažovat o regionálním proudění podzemních vod a komunikují s podzemními vodami krystalinika (Hazdrová, 1985). Jejich hydrogeologická charakteristika je popsána níže. Tyto sedimenty, spolu s kvartérními fluvialními sedimenty, popisují samostatně jako pokryvné útvary mimo hydrogeologický masiv pouze v případě, že jsou zakresleny v základní geologické mapě 1:50 000 (Geologická mapa 1:50 000, 2014) nebo v základní hydrogeologické mapě 1:50 000 (Hydrogeologická mapa 1:50 000, 2014).

Na základě typu hydrogeologického prostředí (pórovitosti) v zájmovém území vyčleňují Krásný et al. (1984, 2012) a Skořepa (1970) tyto hydrogeologické zóny: spodní zónu hydrogeologického masivu s puklinovou pórovitostí, zónu připovrchového rozpukání hornin s puklinovo-průlinovou pórovitostí a svrchní zónu zvětralin a pokryvných útvarů s průlinovou porovitostí. Ta zahrnuje podzónu s relikty terciérních a rozsáhlejších fluvialních kvartérních sedimentů. K těmto typům v oblastech krystalických vápenců a erlánů přistupuje ještě pórovitost krasová, uplatňující se v zóně připovrchového rozpukání hornin a v zóně spodní. Viz tabulka 1.

Tab. 1: Rozdělení hydrogeologických zón. Zpracováno dle Krásného et al. (1984, 2012) a Skořepy (1970). Upraveno.

| hydrogeologická zóna | | typ pórovitosti | zkratka v textu |
|--|---|------------------------|----------------------------|
| svrchní - zvětralin a pokryvných útvarů | s relikty terciéru a fluv. kvartér. sed. | průlinová | A1 |
| | bez reliktní a fluv. kvartér. sed. | průlinová | A2 |
| připovrchového rozpukání hornin | | puklinovo-průlinová | A3 |
| spodní | | puklinová | A4 |

Nejdůležitějším kolektorem v zájmovém území je připovrchový kolektor, který se skládá ze zóny připovrchového rozpukání hornin a zóny svrchní (Krásný et al., 1984, 2012).

Předpokladem pro vytvoření dobře propustného připovrchového kolektoru je dostatečně hustá a rozsáhlá síť otevřených puklin a poruchových systémů, včetně charakteru jejich výplně, a charakter zvětralin podložní horniny (Krásný et al., 2012; Švoma, 1971) Větší roli zvětrávání a zóny zvětralin než puklin a poruchových systémů v tomto kolektoru popisuje Lachassagne et al. (2011). Výše uvedené faktory, stejně jako celková mocnost kolektoru, určují možnosti

infiltrace, proudění i drenáže podzemní vody a jsou závislé především na litologii a tektonickém postižení oblasti (Tybitancl, 1979).

6.2.1 Svrchní zóna

6.2.1.1 Svrchní zóna bez reliktních budějovické pánve a rozsáhlejších fluviálních uloženin (zóna A1)

U klastických materiálů záleží jejich propustnost na zrnitostním složení, stupni vytrídění a stupni kompakce (Fetter, 2001; Freeze a Cherry, 1979).

V závislosti na litologii a na morfologii zájmového území se skládá především z různě zrnitých písků, na prudkých svazích a ve vrcholových částech přechází do hlinitokamenitých sutí až kamenných moří, které mohou na svazích Kleti dosahovat mocnosti až 16 m (Hazdrová, 1985). V sutích ve vrcholových oblastech zároveň chybí méně zrnitý materiál a podzemní voda tak může volně téct i vyvěrat a opět se ponořovat (Švoma, 1971).

Zcela zvětralé pararuly tvoří v závislosti na morfologické pozici hlinito-jílovité (Skořepa, 1970) až hlinito písčité eluvium (Tybitancl, 1979).

Produkty zvětrávání ortorul, granulitů, granitoidních intruziv, migmatitů a amfibolitů mají zrnitější charakter (zrna větších rozměrů) než zvětraliny pararul a zvětrávají v hlinitokamenité a písčité sedimenty, jsou proto relativně propustnější než produkty zvětrávání pararul (Skořepa, 1970).

Zóna zvětralin granulitů a granulitových rul je tvořena hlinitokamenitými deluviálními uloženinami až kamenitými sutěmi (Skořepa, 1970).

Ortoruly a intruziva v pestré sérii jsou charakteristické písčitým zvětráváním (Skořepa, 1970).

Z půdních druhů převládají hlinité písky, na které zvětrává většina zastoupených metamorfitů. Pararuly jsou původcem hlinitého písku, v případě výše položených území skelet těchto půd hrubne a objevují se i větší bloky. Granulity, ortoruly a amfibolity jsou oproti pararulám písčitéjší a kamenitější, objevuje se více hrubšího skeletu. Granitoidní intruziva tvoří hrubý hlinitý písek (Ložek, 1961; Sekyra, 1961).

Hydrogeologické vlastnosti půd krystalinika zpracoval Ferda et al. (1971), který považuje podzoly za kypré a dobře propustné půdy v celém jejich profilu, tudíž jsou dobrým absorbentem pro vsakování srážkové vody, podobné vlastnosti mají hnědé lesní půdy. Propustnost půd je v závislosti na geomorfologické pozici v podstatě ve shodě s propustností zvětralin, na nichž se daná půda vyskytuje (Ferda et al., 1971).

Za nejpropustnější z této zóny jsou považovány hlinitokamenité deluviální uloženiny až kamenné sutě granulitů a granulitových rul (Skořepa, 1970; Hazdrová, 1985; Vejnar et al., 1991; Krásný et al., 1984). Dokladem toho jsou i vydatnosti mělkých jímacích objektů hustě rozmístěné

po odvodu Kleti (Krásný et al., 1984). Méně propustné, vzhledem k relativně menší zrnitosti, jsou zvětraliny ortorul, granitoidních intruziv, migmatitů a amfibolitů, které tvoří hlinitokamenité a písčité sedimenty (Skořepa, 1970; Krásný et al., 1984). Zcela zvětralé pararuly charakteru hlinitojílovitého až hlinitopísčitého eluvia lze považovat za nejméně propustné (Skořepa, 1970; Tybitancl, 1979).

Sprašové hlíny lze díky jejich struktuře považovat za málo propustné (Skořepa, 1970; Krásný, 1981), popř. za izolátor (Vejnar et al. 1991). V závislosti na výskytu vertikálních, hluboce zasahujících preferenčních cest se může jejich propustnost zvyšovat (Krásný et al., 2012).

Otázkou zůstává propustnost fosilně zvětralých peridotitů, jejichž „lateritické“ zvětraliny se obecně považují za ještě méně propustné než eluvium pararul, ovšem jednotnost názorů zde zatím nepanuje (srovnej Skořepa, 1970; Krásný et al., 1984, 2012; Krásný, 1981).

6.2.1.2 Svrchní zóna reliktních budějovické pánve a rozáhlejších kvartérních fluviálních uloženin (zóna A2)

Jedná se o vrstvy koroseckých štěrků, jejichž největší těleso se nachází JV od Mříče, písčitojílovité až písčité vrábečské vrstvy v okolí Vrábče, bazální slepence a pískovce, jíly, jílovité písky spodní části mydlovarského souvrství v okolí Lhenic, Záboří a Habří, risské pleistocenní fluviální písčitoštěrkovité sedimenty u Trisova a Zlaté Koruny a holocenní fluviální a aluviální sedimenty v údolí toků Vltavy a větších potoků, jako je Křemežský a Chvalšinský (Geologická mapa 1:50 000, Mapové aplikace ČGS, 2014; Hydrogeologická rajonizace, Mapové aplikace ČGS, 2014).

Nejpropustnější jsou štěrkopískové fluviální sedimenty koroseckých štěrků a vrábečských vrstev, přičemž se na těchto sedimentech často nacházejí, od nich ne vždy rozlišitelné, písčitoštěrkovité pleistocenní sedimenty Vltavy (Skořepa, 1970; Krásný et al., 1984).

Postupným zahliňováním ale může časem docházet k postupnému snižování primární průlinové pórovitosti (stárnutí) fluviálních písčito-štěrkových sedimentů, jak je patrné na starších a vyšších říčních terasách Vltavy oproti její mladším údolním uloženinám (Krásný et al., 2012; Krásný, 1984).

Sedimenty mydlovarského souvrství mohou být kolektory pouze v případě, že jsou vyvinuty v písčitéch faciích (Tybitancl, 1979; Krásný, 1980; Krásný et al., 1984).

6.2.2 Zóna připovrchového rozpukání hornin (zóna A3)

Pásmo připovrchového rozpukání hornin je možné sledovat až do hloubky několika desítek metrů (Švoma, 1971; Krásný et al., 1984, 2012; Krásný, 1975), rozdíly lze ale nalézt podle druhu horniny i tektonického postižení, kdy se s hloubkou a charakterem postižení (rozpukání) liší prostředí magmatitů a ortometamorfitů od prostředí parametamorfitů, u kterého lze předpokládat

pomalejší pokles propustnosti (Krásný, 1975; , 1981).

I ve stejných horninách ovšem díky různé intenzitě tektonického postižení a zvětrání, které je závislé i na klimatologické a morfologické situaci, můžeme nalézt značné rozdíly ve specifické vydatnosti relativně blízkých vrtů (Krásný et al., 1984).

Skořepa (1970) při určování propustnosti přípovrchového kolektoru, statisticky zpracoval vzdálenosti puklin jednotlivých horninových celků, přičemž hodnotil otevření a výplň puklin. U pararul a ultrabazik vzal v úvahu i údaje z čerpacích zkoušek.

Pararuly se při deformaci chovají velmi plasticky, zvláště obsahují-li grafitické polohy (Skořepa, 1970) či polohy s velkým množstvím slíd (Švoma, 1971). Podobné plastické chování v porovnání s ortorulami, granulity a granulitovými rulami přisuzuje Tybitancl (1979) i migmatitizovaným pararulám a migmatitům. Pararuly přesto mohou být rozpukané, Skořepa (1970) uvádí mocnost rozpukání spolu se zónou zvětralin až 20 m, ale díky plastickému chování jsou pukliny otevřené jen u povrchu, a to od několika mm po několik prvních centimetrů. Výplň otevřenějších puklin má u pararul hlinito-jílovitý charakter (Myslil, 1990). Niže, v hloubce více jak 20 m (Tybitancl, 1979), jsou pukliny u pararul sepnutější a vyplněné eluvem jílovitého charakteru (Švoma, 1971), téměř úplně sepnuté a nepropustné jsou pak pukliny u grafitických pararul (Skořepa, 1970; Myslil, 1990). Hlubší pukliny se mohou vyskytovat v okolí rigidnějších, a tím i k rozpukání náchylnějších intruzí granitoidů či ortorulových poloh (Skořepa, 1970). S tím je v kontrastu tvrzení Krásného et al. (1984), který dokládá v důlních dílech, budovaných především v pararulách, krystalických vápencích a erlánech pestré série, intenzivní větrání hornin v hloubkách až 60 m pod terénem, s krystalickými vápenci a s erlány místy zkrasovatělými. Zároveň ale upozorňuje, že vliv na zvětrávání zde má právě voda prostupující krystalickými vápenci a erlány.

Relativně dobře rozpustné krystalické vápence a erlány řadí Skořepa (1970) mezi nejrozpukanejší horniny. Chovají se méně plasticky než pararuly, ale jejich případné pukliny jsou při povrchu různě otevřené a hlavně zkrasovatělé, s mediánem vzdálenosti 0,3 m (Skořepa, 1970).

Další skupinou hornin jsou ortoruly, granulity, granulitové ruly a granitoidní intruziva. Skořepa (1970) k této skupině řadí i migmatity (na rozdíl od Tybitancla, 1979). Tato skupina hornin se oproti pararulám a krystalickým vápencům při deformaci chová výrazně křehčeji a snadněji podléhá rozpukání, což se projevuje relativně četnými, široce otevřenými puklinami u povrchu, které se s hloubkou rychle spínají (Skořepa, 1970; Tybitancl, 1979). Medián vzdálenosti puklin je u granulitů 0,4 m a u migmatitů 0,2 m (Skořepa, 1970). Kamenito-písčité výplně otevřených puklin je též vhodným předpokladem pro dobré proudění podzemní vody (Skořepa, 1970; Tybitancl, 1979).

Amfibolity i serpentinizované peridotity se oproti pararulám chovají též výrazně křehčeji a jsou hustě rozpukány, s mediánem vzdálenosti puklin 0,1 m, ačkoliv pukliny u amfibolitů, které

zvětrávají písčitéji než pararuly, jsou většinou sepnuté a hadce zvětrávají „lateriticky“, na jílovitohlinité eluvium (Morysek, 1960), čímž ztěžují oběh podzemní vody (Skořepa, 1970).

U pararul Krásný et al. (1984) předpokládá sníženou propustnost v zóně svrchní a větší propustnost v zóně připovrchového rozpukání, která dosahuje většinou minimálně 30 metrů, u ortometamorfitů a magmatitů předpokládá větší propustnost v zóně zvětralin s nepříliš velkou mocností (Krásný et al., 1984). V zóně připovrchového rozpukání je za nejpropustnější považována pestrá série českokrumlovská jako celek, a to díky krystalickým vápencům a erlánům, které jsou považovány za nejpropustnější horniny v zájmovém území vůbec (Skořepa, 1970; Švoma, 1971; Tybitancl, 1979; Krásný et al., 1984, 2012). Menší propustností se vyznačují granulity a granulitové ruly gföhlské série, migmatity, granitoidní intruziva a ortoruly (Skořepa, 1970; Tybitancl, 1979). Nejmenší propustností podle Skořepy (1970) se vyznačují serpentinizované peridotity, amfibolity a čistě sillimaniticko-biotitické pararuly, zvláště grafitické, které je možné řadit jako hydrogeologické prostředí nejméně propustné (Myslil, 1990). U výrazně tektonicky ovlivněných serpentinizovaných peridotitů v okolí Křemže se ale vyskytuje zvýšená propustnost (Krásný et al., 1984; Krásný, 1981). Krásný (1975) nejmenší propustnost přičítá migmatitickým pararulám lhenického prolomu, protože pararuly pestré série hodnotí jako celek s možností ovlivnění propustnosti vložkami odchylných hornin.

6.2.3 Zóna spodní (zóna A4)

Tento text je zpracován dle Fediuková et al. (1973), pokud není uvedeno jinak.

Informace o charakteru hornin ve velkých hloubkách v gföhlské jednotce, resp. v granulitovém masivu Blanského lesa, přinesl strukturní vrt Ho-1 Holubov hluboký 1409,3 m. Procházel převážně granulity a serpentinizovanými peridotity. Hustě rozpukané až rozpadlé úseky byly tímto vrtem potvrzeny až v hloubce 1385 m. Rozpukané úseky jsou v profilu vrtu rozmístěné bez výrazné závislosti na petrografii (Jetel, 1972), pravidelně se však takto rozpadlé úseky objevují na hranicích granulitu a peridotitu. Ve svrchní části vrtu jsou peridotity daleko více rozpukány než granulity. Připovrchové zvětrávání bylo dokumentované až v hloubce 150 m.

6.3 Oběh podzemní vody

Na základě výše uvedeného můžeme rozlišit několik zón oběhu podzemních vod (Krásný et al., 2012).

Nejrozšířenějším kolektorem v zájmovém území je připovrchový kolektor skládající se ze zón A1 a A3 (Krásný et al., 1984; Krásný et al., 2012). Rozlišit se dají i vody terciérních a kvartérních fluvialních sedimentů (zóna A2). Jako další kolektor je udávána zóna A4, i když zde jsou stále nejistoty ohledně hloubkového rozsahu (Krásný et al., 2012). Nicméně toto rozdělení na základě

svých poznatků používají Skořepa (1970) i Krásný et al. (1984).

6.3.1 Přípovrchový kolektor

Přípovrchový kolektor vytváří většinou zvodeň s volnou hladinou podzemní vody, v některých případech může být mírně napjatá vlivem některých méně propustných kvartérních sedimentů, jako jsou jílovito-hlinité zvětraliny pararul, nebo vlivem poruchových zón. Zlomy a poruchová pásma mohou způsobovat vzdouvání hladiny mělké podzemní vody a výskyt podzemní vody s napjatou hladinou, výraznější je tento jev zřejmě na tektonickém kontaktu dvou různě propustných hornin, např. na kontaktech granulitů a hadců severně od Srnína (Skořepa, 1970). Shoduje se tak s Vejnarom et al. (1991), podle kterých některé puklinové zóny nebo dislokace způsobují drenáž okolního prostředí a při naražení vykazují vysoké vydatnosti až přetok. Lokální napjatost hladiny podzemní vody se projevuje i v osamocených čočkách vápenců uzavřených v pararulách (Skořepa, 1970).

Hladina podzemní vody je závislá na geomorfologii území, geologických a hydrogeologických vlastnostech hornin, ale ve většinou probíhá konformně s terénem (Krásný et al., 1984; Krásný et al., 2012). Ze statistického vyhodnocení hloubky hladiny podzemní vody, kterou Krásný et al. (1984) prováděli na listu 32 České Budějovice hydrogeologické mapy 1:200 000, jehož je zájmové území součástí, vyplývá, že u vrtů se hladina nacházela v 63 % případů v hloubce do 2 m pod terénem. V pararulách se hladina podzemní vody nachází v údolích 2 – 3 m pod terénem, na elevacích je zakleslá v hloubce okolo 10 m (Skořepa, 1970). V případě vrtu na vrcholu Klet' se ustálená hladina podzemní vody nacházela 15 m pod terénem, nicméně při hloubení vrtu byl výraznější přítok zastižen až v puklinové zóně v hloubce 41 m (Homolka, 2007).

Jak pro zájmové území, tak pro krystalinikum obecně, je charakteristický oběh podzemní vody s lokálním prouděním. K infiltraci dochází v celé ploše rozsahu kolektorů (neboli v celé ploše povodí), a nelze ji prakticky oddělit od podzemního odtoku. Jiná je ovšem situace v oblastech postižených důlní činností (Krásný, 1981; Krásný et al., 1984). Infiltrace se uskutečňuje do zóny zvětralin a povrchového rozpojení hornin (Švoma, 1971).

Hodnota specifického odtoku podzemní vody pro horniny pestré série činí $4,6 - 11,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ a pro granulity $2,7 - 4,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Krásný a Kněžek, 1977).

Drenáž podzemních vod je uskutečňována buď pozvolnými přírony kvartérním deluviálním a aluviálním pokryvem do povrchových toků, které za normálního stavu představují oblast drenáže (Krásný et al., 1984), nebo prameny typu vývěru a mokřin o vydatnosti setin až desetin $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Hazdrová, 1985; Skořepa, 1970). Pramenní vývěry jsou vázány na dna terénních sníženin, tektonicky porušené zóny, nesoustředěné prameny s malou vydatností v akumulacích svahových sutí s mělkým oběhem podzemní vody; další typy pramenů jsou vázány na změnu petrografického

charakteru při přechodu svahů do údolí a niv, nebo na výraznou změnu geomorfologie svahu s akumulací deluviálních sedimentů (Krásný et al., 1984; Skořepa, 1970). Převažují suťové prameny související s puklinovým pásmem krystalinika, tzv. pseudosťové prameny, které drénují vodu z poruchových zón a jsou skryty pod pásmem sutí (Hazdrová, 1985; Krásný et al., 1984). Rozlišit pravé suťové prameny a nepravé suťové prameny (neboli pseudosťové) lze díky stejnému chemismu v podstatě jen teplotou a vydatností (Fetter, 2001). Vydatnost pseudosťových pramenů je většinou stálá, s teplotou okolo 6 – 8 °C, u pravých suťových je vydanost značně závislá na atmosférických srážkách a teplota se mění podle klimatické situace., často přesahuje 10 °C (Švoma, 1971). U všech výše uvedených typů pramenů se též mohou tvořit pramenní kotliny (Krásný et al., 1984). Celková vydatnost, potažmo i jakost je závislá jak na množství srážek, tak na charakteru horninového podkladu - mocnosti, petrologii a charakteru zvětrání (Hazdrová, 1985; Krásný et al., 1984). Nejvyšších vydatností dosahují prameny v krystalických vápencích, běžné jsou vydatnosti okolo 1 l·s⁻¹ (Krásný et al., 1984; Skořepa, 1970).

Dle Skořepy (1970) se medián vydatnosti jím zmapovaných pramenů pohybuje okolo 0,1 l·s⁻¹ jak v granulitovém masivu, tak v pestré jednotce a tato hodnota se blíží mediánu minimálních vydatností.

Vydatnosti některých pramenů v zájmovém území měřil Švoma (1971), neuvádí ovšem, zda se jedná o vydatnosti minimální, nebo nadhodnocené vlivem srážek. V granulitech zmapoval 13 pramenů, z toho 5 s vydatností přes 1 l·s⁻¹, 1 s vydatností 0,5 – 1,0 l·s⁻¹, 6 s vydatností 0,1 – 0,5 l·s⁻¹ a 1 s vydatností pod 0,1 l·s⁻¹. V pestré sérii zmapoval 6 pramenů, z toho 2 s vydatností přes 1 l·s⁻¹ a 4 s vydatností 0,1 – 0,5 l·s⁻¹. Švoma (1971) nesouhlasí s názory Procházky a Svobody (1947), kteří u puklinových pramenů udávají teplotu 6 – 10 °C a vydatnost přes 1 l·s⁻¹ za vzácnou, a jimi udávané vydatnosti za podceňované, neboť těchto vydatností obvykle dosahují prameny v krystalických vápencích (Krásný et al., 1984).

Pokud se jedná o oblasti ovlivněné hornickou činností, jsou puklinové vody drénovány ve štolách a důlních dílech, kde se vyskytují přítoky soustředěné, se stálou vydatností (Myslil, 1990). Důlní díla ražená alepoň částečně v krystalických vápencích nebo vrty, které taktéž zastihly mocné pozice vápenců, způsobují značné odvodnění okolního prostředí. (Skořepa, 1970). Vrtnými pracemi je prokázána běžná komunikace vod vápenců na vzdálenost 400 m (Daněk, 2012) i na 1100 m, jak dokazuje spor bývalého národního podniku Juta, dolu Odolen v Domoradicích a několika obyvatel Domoradic kvůli ztrátě vody po naražení podzemního přítoku v dolu Odolen (Tichý, 1967).

6.3.2 Zóna A2

Oběh podzemní vody v rozsáhlejších výskytech terciérních a kvartérních fluviálních uloženin koroseckých štěrků, vrábečských vrstev a říčních teras Vltavy je lokálního charakteru s prouděním

od oblasti infiltrace po oblast drenáže v rámci konkrétního výskytu těchto uloženin, ale vždy jsou do tohoto oběhu též zapojeny vody podložního krystalinika a v případě říčních uloženin Vltavy, Chvalšinského, Křemežského i Netolického potoka i vody těchto povrchových toků (Krásný, 1984; Skořepa, 1970).

6.3.3 Zóna A4

Hlubší oběh podzemních vod lze očekávat u rozsáhlých poruchových zón a u pestré skupiny, kde vložky erlánů, krystalických vápenců a kvarcitů působí jako oblast intenzivní drenáže (Krásný et al. 1984; Tybitancl, 1979; Skořepa 1970). Nejvýraznější je tento vliv u krystalických vápenců, zvláště pokud se nacházejí v údolí nebo jsou propojeny s dalšími tělesy vápenců (Skořepa, 1970).

O režimu proudění v předpokládané spodní zóně v zájmovém území nelze zatím zjistit víc, než předkládá Jetel (1972) v hodnocení vrtu Ho-1 Holubov. Spodní zónou hydrogeologického masivu se ale zabývalo několik dalších strukturních vrtů v moldanubiku, nebo 4 km hluboký vrt KTB v bavorské části Českého masivu, který zastihl migmatitizované pararuly a metabazity a který čerpal vodu z hloubky 3850-4000 metrů po dobu jednoho roku (Stober a Bucher, 2005).

U vrtu Ho-1 se ustálená hladina nacházela v hloubce 15 m pod terénem. Rezistivimetrií byl zjištěn výraznější přítok podzemní vody v hloubce 484 m. Celková mocnost tektonicky porušených úseků, které by mohly být zdrojem přítoků podzemní vody zjištěných dle anomálií neutron-gama karotáže, je 31 m. Následnou čerpací zkouškou se 150 metrovým snížením ustálené hladiny byl zkoušen sumární hloubkový úsek 400,7 – 1214,9 m. Zajímavý je vývoj teploty, která v hloubce 40 m dosahovala 10,5°C a při snížení v hloubce 150 m pak 12,0°C (Jetel, 1972).

6.4 Hydraulické vlastnosti horninového prostředí

Zpracováno podle Krásného et al. (1984), pokud není uvedeno jinak.

Pro porovnání hydraulických parametrů z různě situovaných a hlubokých vrtů byl použit index transmisivity Y , jak jej definovali Jetel a Krásný (1968),

$$Y = \log_{10}(10^6 \cdot q) \quad (1)$$

kde q je specifická vydatnost,

$$q = Q/s \quad (2)$$

kde Q znamená čerpané množství podzemní vody při ustáleném snížení s hladiny podzemní vody.

Index transmisivity je vhodný pro posuzování regionálních trendů propustnosti hydrogeologického masivu. Specifická vydatnost má lognormální rozdělení, které se tímto převede na rozdělení normální, které je výhodnější z hlediska zpracování dat (Jetel a Krásný 1968).

Používanou klasifikaci transmisivity sjednocuje Krásný (1993). Kromě popisu hodnocení velikosti a variability transmisivity, resp. indexu transmisivity, se zabývá i jevy, které by toto

hodnocení mohly ovlivnit.

Při regionálním hodnocení hydraulických parametrů horninového prostředí je důležité uvědomit si rozdíly v transmisivitě, resp. indexu transmisivity, hornin, které má za následek odlišná geomorfologická pozice jednotlivých vrtů. Neboť rozdíly ve výše uvedených parametrech u souboru petrograficky stejných hornin nebo stejné stratigrafické pozici mohou v závislosti na umístění vrtu v oblasti infiltrace nebo drenáže převyšovat rozdíly uvedených parametrů způsobené změnou petrografie nebo stratigrafie horninového prostředí (Krásný, 1984). U hornin moldanubika podle statistické analýzy Krásného (1980) „dosahuje rozdíl aritmetického průměru transmisivity v drenážních územích přibližně 4x větších hodnot než u souborů vrtů v infiltračních oblastech“. Oblastmi drenáže jsou často údolí a oblastmi infiltrace terénní elevace (Krásný, 1984).

Rozdílná hloubka vrtů může mít na konečné hodnocení vliv v případě, že s hloubkou lze očekávat stejné vydatnosti. V krystaliniku je ovšem tento vliv setřený a vliv hloubky na transmisivitu je většinou převážen přítomností poruchového pásma a rozpukáním (Krásný, 1993).

Dalším důležitým poznatkem je fakt, že statistický výběr souboru by měl být náhodný, čímž se zabrání nadhodnocení velikosti transmisivity, resp. indexu variability relativně blízkých vrtů např. v rozsáhlejší poruchovém pásmu (Krásný, 1993). V případě víceméně náhodného výběru pak podle Krásného et al. (2012) stačí k utvoření základní představy o hydraulických parametrech již soubor 7 až 8 vrtů. Metodika třídění a analýzy je zpracována v pracích Krásného (např. 1975, 1993).

Podle Krásného (1975) je znatelný i rozdíl v hodnocení otevřených úseků vrtů s kvartérním pokryvem a bez kvartérního pokryvu. Nejlépe to ilustruje soubor 31 vrtů v migmatitizovaných pararulách monotónní skupiny zkoušených s kvartérním pokryvem a s aritmetickým průměrem $Y = 4,26$. Soubor 10 vrtů bez kvartérního pokryvu pak má aritmetický průměr $Y = 5,20$ (Krásný, 1975).

Zvyšující se hloubka vrtů pravděpodobně nemá na větší vydatnost vliv, jak udávají nízké průměry indexu transmisivity souboru vrtů i jednotlivé zkoušené vrty (Krásný, 1975).

Indexy transmisivity zjišťovali Krásný et al. (1984) z archivních posudků a z vlastního průzkumu. Zkoušené úseky vrtů většinou nepřesahovaly hloubky 30-40 m, zohledněny byly i vlastnosti pásma zvětralin, které bylo součástí zkoušeného úseku vrtu. Celkově byl tedy hodnocen index transmisivity připovrchového kolektoru. Vrty byly rozděleny do souborů podle příslušné litologie.

Byl proveden statistický rozbor hydraulických parametrů a porovnány jejich anomální hodnoty, a to jak absolutně vzhledem ke všem souborům, tak relativně v rámci 1 souboru. To je důležité pro zohlednění náchylnosti jednotlivých hornin k tektonickému postižení a tím určení oblasti se zvýšenou propustností v jednotlivých horninách.

Zajímavým je obecný trend nárůstu indexu transmisivity v krystaliniku směrem od jihočeských pánví k jihu a jihozápadu bez rozdílu v litologickém charakteru hornin (Krásný, 1980). Tento trend zároveň Krásný et al. (1984) vysvětlují větším rozpukáním hornin v důsledku mladého a intenzivního postižení horských a podhorských oblastí saxonskou tektonikou.

Nejvyšší průměrné hodnoty Y ovšem vykazují díky hojným vložkám, především krystalických vápenců, horniny pestré skupiny. Zvýšené hodnoty Y , též kromě krystalických vápenců, můžeme nalézt v místě křížení alespoň 2 různě orientovaných tektonických poruch.

Podobně jako index transmisivity stoupá od jihočeských pánví k Šumavě i hodnota specifického podzemního odtoku, ve vrcholových partiích Šumavy až k $10 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, což je v přímé korelaci s vyšším přísunem srážek.

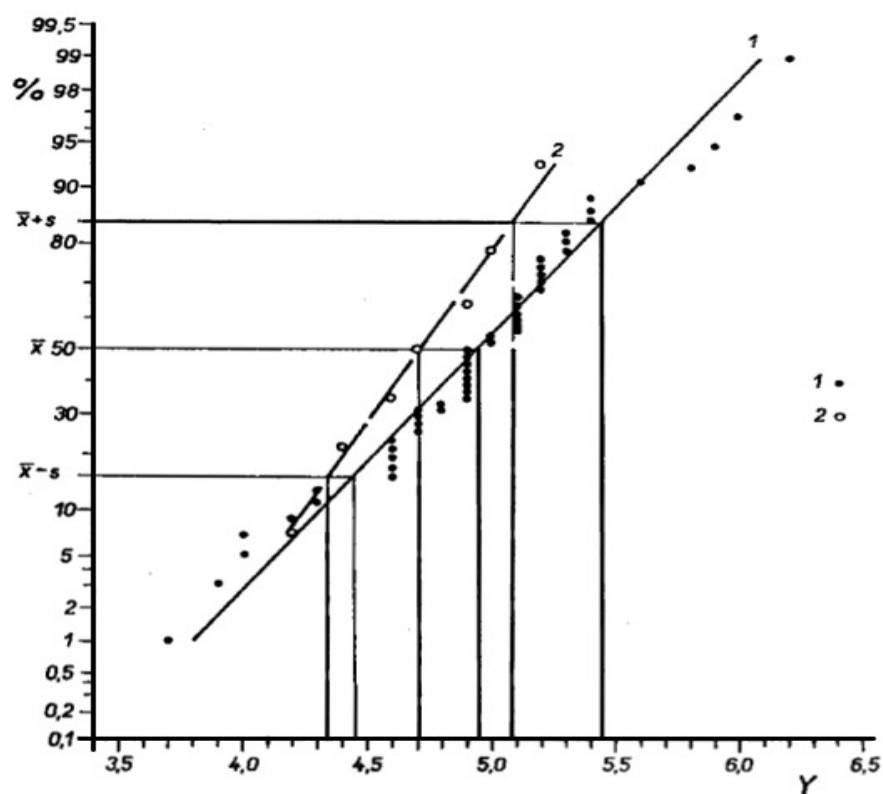
6.4.1 Hydraulické parametry přípovrchového kolektoru

Migmatity lhenického prolomu jsou popsány aritmetickým průměrem indexu transmisivity Y okolo 4,5 - 4,6. Celkově lze hodnoty Y pro celou jednotvárnou sérii vč. výskytů mimo zájmové území popsat přibližně hodnotou aritmetického průměru $Y = 4,3$ (Krásný, 1975, 1980).

Velká variabilita hodnot je vlivem velkého množství vložek petrograficky odlišných druhů hornin u pestré série českokrumlovské (Krásný, 1981). Nejnižší průměrné hodnoty Y se vyskytují u vrťů v bezvložkových biotiticko-sillimanitických pararulách nebo rulách bez bližšího určení s aritmetickým průměrem 4,6 – 4,7 (Krásný, 1975). Zvyšování hodnot Y pak lze pozorovat podle druhu zastoupených vložek – k mírnému zvýšení dochází u rul s polohami amfibolitu, kvarcitu, erlánu či pegmatitu. Další zvýšení Krásný et al. (1984) přisuzují amfibolitům a pararulám s polohami amfibolitu ($Y=5,2$, Dolní Chrášťany, zde dokonce dokumentován přetok; Stočes, 1971). Hodnota Y opět roste u kvarcitů a kvarcitických rul s Y až okolo 5,39. Největšího indexu transmisivity dosahovaly vrty v krystalických vápencích či erlánech. Dokladem je také vydatnost krasového pramene v Dobrkovicích a přítoky do důlních děl.

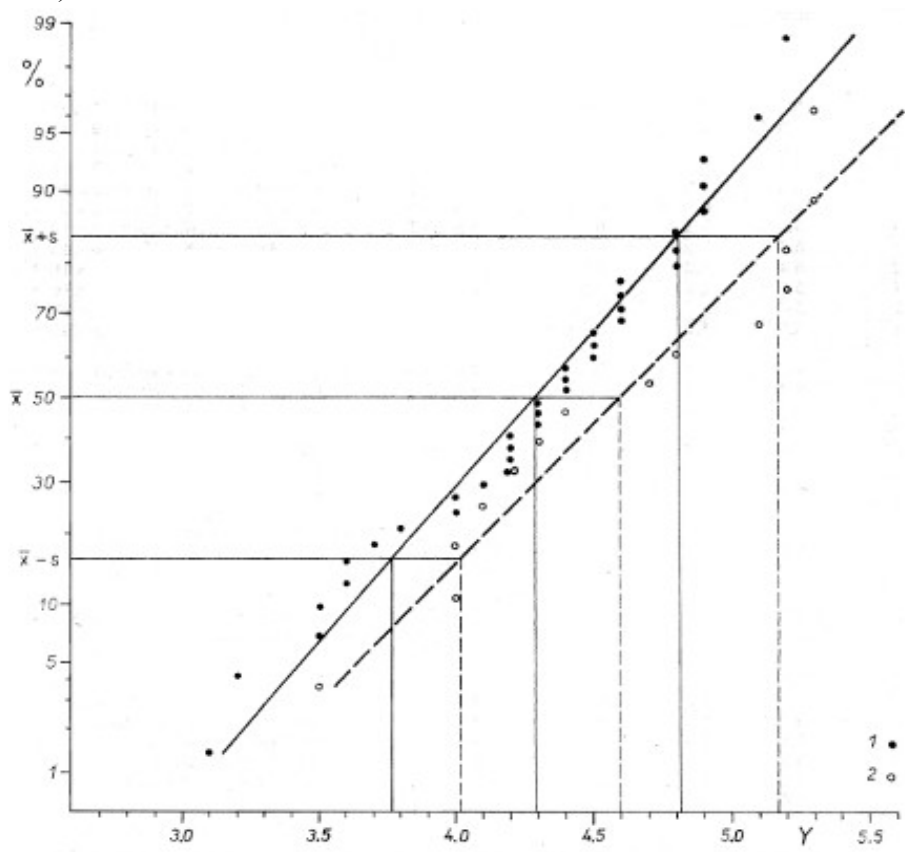
Zajímavý graf porovnání relativní kumulativní četnosti indexu transmisivity v biotitické paralule s kvarcitem a krystalickým vápencem a v migmatitu, bohužel bez uvedených zdrojů dat, poskytuje Myslil (1990) na Obr. 3.

Obr. 3: Relativní kumulativní četnost indexu transmisivity u biotitických pararul s kvarcitem a krystalickým vápencem (1) a u migmatitů (2), vertikální osa: relativní kumulativní četnost, horizontální osa: index transmisivity Y . Převzato z Myslíl (1990).



Další porovnání relativní kumulativní četnosti Y u pararul monotónní skupiny a pararul pestré skupiny poskytuje Krásný (1975) na Obr. 4.

Obr. 4: Relativní kumulativní četnost indexu transmisivity u pararul monotónní skupiny (1) a u pararul pestré skupiny (2). Vertikální osa: relativní kumulativní četnost, horizontální osa: index transmisivity Y . Převzato z Krásného (1975).



U granulitů Blanského lesa udává Krásný (1975, 1981) soubor 9 vrtů bez kvartérního pokryvu,

jehož aritmetický průměr indexu transmisivity je $Y = 4,50$. Dva vrty byly zkoumány s kvartérním pokryvem, jejich aritmetický průměr $Y = 5,55$ (Krásný, 1975, 1981).

Daleko větší hodnoty indexu transmisivity byly získány ve vrtech v granulitech v údolí Netolického potoka (Vašta, 1971; Ryant, 1971), kde se vydatnosti pohybovaly až okolo desetin $l \cdot s^{-1}$ a index transmisivity Y mezi 4,8 - 5,7. Průměr ze 7 hodnot byl $Y = 5,26$. Ovšem kromě granulitů a jejich zvětralin zde měly na zvýšené propustnosti významný vliv i písčité nánosy s jílovitou příměsí o mocnosti až několika metrů, které byly stratigraficky zařazeny do kvartéru (Krásný, 1981).

Ultrabazika v komplexu Blanského lesa v okolí Křemže vykazuje zvýšené hodnoty Y , a to jak v rámci souboru vrtů v peridotitech, tak v celém zájmovém území. Y zde dosahuje hodnot mezi 5,00 a 5,92, s aritmetickým průměrem 5,50 a směrodatnou odchylkou 0,35. Vondrák (1974) při hydrogeologickém průzkumu zásobování vodou obce Křemže v serpentinizovaných peridotitech naměřil $Y = 5,72$. Důvodem zvýšené propustnosti oproti obecně předpokládané nízké propustnosti zvětralin serpentinizovaných peridotitů je podle Krásného et al. (1984) zřejmě křížení dvou hlubších tektonických poruch SZ-JV a S-J směrů.

U granitoidů neuvádí Krásný et al. (1984) v zájmovém území žádný pozorovaný vrt, v okolní oblasti ale uvádí generelně vyšší index transmisivity Y u granitů weinsberského a eisgarnského typu ($Y = 4,80$; Krásný, 1975), nižší pak u granodioritů freidstadtského typu ($Y = 4,70$; měreno bez kvartérního pokryvu; Krásný, 1975). Hydrogeologický vrt provedený v usměrněném křemenném dioritu jižně od Kamenného Újezda (mimo zkoumané území) se s hodnotou $Y = 4,70$ pohybuje okolo průměrného Y hornin moldanubického plutonu, kde se aritmetický průměr Y vyskytuje v rozmezí 4,7 a 4,8.

6.4.2 Hydraulické parametry zóny A4:

Čerpací zkouška dosáhla snížení 150 m s hodnotou transmisivity $T = 8 - 9 \cdot 10^{-6} m^2 \cdot s^{-1}$, specifické vydatnosti $0,006 l \cdot s^{-1}$ a indexu transmisivity $Y = 3,8$ (Jetel, 1972). Pro srovnání zpráva z čerpací zkoušky na vrtu KTB, který v otevřeném úseku zastihl, taktéž jako vrt v Holubově, metabazity, uvádí transmisivitu otevřeného úseku v hloubce 3850 – 4000 m $T = 6,1 \cdot 10^{-6} m^2 \cdot s^{-1}$ (Stober a Bucher, 2005).

6.4.3 Hydraulické parametry zóny A2:

Pro samostatné posouzení vlastností křídových a terciérních sedimentů chybí v zájmovém území údaje. Většinou bývají z hydrogeologického hlediska posuzovány spolu s podložním krystalinikem.

Na základě podobnosti s provedenými vrty mimo zájmové území, které vykazují hodnoty Y v rozmezí 5,2 - 5,9 (vrty u Kamenného Újezda; Krásný, 1980) a dle souhrnné vydatnosti 3 vrtů

v okolí Korosek s hodnotou cca $5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Krásný et al., 1984), lze usuzovat na možnou dobrou propustnost terciérních sedimentů, jak lze předpokládat i z vysokého podílu psamitické frakce.

Kvartérní pokryv je také zkoumán s podložním krystalinikem. Akumulace dobře propustného kvartérního sedimentárního materiálu (zejména štěrkopískového charakteru) v údolích zkoumané spolu s podložní krystalinickou horninou vykazují vyšší průměrné hodnoty Y než stejné druhy krystalinických hornin bez kvartérního pokryvu (Krásný, 1975). Takto zvýšené hodnoty Y se vyskytují např. v jímacích vrtech a studních jihovýchodně od Lhenic a dále v údolí Netolického potoka nebo ve štěrkopískových sedimentech okolo Vltavy a v jejím údolí.

Fluviální kvartérní sedimenty se všeobecně v zájmovém území řadí k nejlépe propustným, ať už se jedná o říční terasy nebo jiné útvary. Hodnota Y je ovšem silně závislá na mocnosti, faciálním složení, i morfologické pozici. Údolní štěrkopísky okolo Vltavy dosahují obvykle hodnoty Y mezi 5,0 a 5,7, štěrkopískové uloženiny menších vodotečí a vyšší terasy Vltavy pak mají $Y < 5,0$ (Krásný et al., 1984; Krásný, 1980). Navíc hodnota Y je vyšší u vrtů uprostřed údolních niv, kde je dostatečná mocnost štěrkopískových uloženin (Krásný et al., 1984; Krásný et al., 2012).

6.5 Chemismus

Tato kapitola zpracována dle Krásného et al. (1984), pokud není uvedeno jinak.

Většina vod patří mezi vody přípovrchového kolektoru, s velmi nízkou celkovou tvrdostí, nižším pH a často vyššími, přirozenými obsahy Fe a Mn, a to zejména u hlubších vrtů. Odlišné jsou vody pestré skupiny a ultrabazik. Rozdíly také panují v přípovrchovém kolektoru mezi zónou A1 a A3. Vody mělké zóny A1, za kterou můžeme považovat objekty do hloubky zhruba 10 m pod povrchem jako jsou prameny, drenáže, zářezy a mělké vrty, mají chemismus vod odlišný od hlubších objektů, vrtů a studní, a projevuje se zde vertikální chemická zonálnost (Krásný et al., 1984; Jetel, 1972). Velikost tohoto rozdílu ovšem závisí i na době kontaktu podzemní vody a horniny v uvedených hloubkách (Švoma, 1971). Zajímavé údaje hlubokého oběhu přinesl vrt Ho-1 Holubov.

6.5.1 Mineralizace a pH

Základní charakteristikou podzemní vody zóny A1 v zájmovém území je obecně nízká mineralizace, pohybující se mezi 20 a $200 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, s modelem právě okolo $100 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a často nízkým pH mezi 5,0 a 6,0 (Hazdrová, 1985; Švoma, 1971), jen ojediněle se vyskytne mineralizace větší jak $200 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Naopak u více jak 10 m hlubokých vrtů (zóna A3) je mineralizace mezi 100 a $200 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ nejběžnější a pH oproti zóně A1 také narůstá, což je zřejmě dokladem vertikální hydrochemické zonálnosti. U vrtu Ho-1 zóny A4 dosáhla mineralizace hodnoty $260\text{--}330 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, přičemž nejvyšší mineralizace dosáhla voda při snížení na 2. depresi a poté mineralizace klesala až na $260 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (Jetel, 1972).

U vod granulitů se mineralizace pohybuje většinou mezi 50 - 100 mg·l⁻¹, ke stejnému výsledku dospěl Skořepa (1970), který navíc udává rozmezí pH od 5,4 do 5,9.

Lokálně, především v peridotitech, však dosahuje mineralizace zvýšených hodnot (Hazdrová, 1985) a pH se pohybuje mezi 7 a 8. V serpentinizovaných peridotitech u Srnína se mineralizace pohybuje mezi 168 a 512 mg·l⁻¹ a pH mezi 6,8 - 8,1 (Skořepa, 1970).

U krystalických vápenců a erlánů roste mineralizace až k hodnotám 340 - 450 mg·l⁻¹ (Krásný et al., 1984; Švoma, 1971) s hodnotou pH okolo 7 (Švoma, 1971).

U amfibolitů Skořepa (1970) zjistil mineralizaci 131 a 240 mg·l⁻¹.

Celkově je pak u pararul pestré série mineralizace vlivem různých horninových vložek rozkolísaná mezi 251 a 727 mg·l⁻¹ s pH mezi 6 - 7,8 (Skořepa, 1970).

U vod náplavů zóny A2, které vymezuje Skořepa (1970), záleží chemismus především na složení podložních hornin a větší mírou na kvalitě vody v toku.

V relikttech terciérních sedimentů zóny A2 na základě podobnosti s reliktmi mimo zájmové území bývá hodnota mineralizace většinou mezi 100 -350 mg·l⁻¹ s vysokým obsahem železa (Krásný, 1980).

6.5.2 Hydrochemický typ vody

V zóně A1 převládá obecně typ Ca-HCO₃ a Ca-SO₄. Nízká mineralizace umožňuje relativně snadné přechody mezi hydrochemickými typy. Typ Ca-SO₄ se vyskytuje v jihozápadní části území mezi Chvalšínami a Brlohem, jinak převládá typ Ca-HCO₃, pokud se ovšem nejedná o vody v ultrabazikách.

Při stanovení hydrochemického typu vody v zóně A3 podle obsažených složek přesahujících 25 meq% se ukázalo, že většina parametamorfitů (pararuly až migmatity) obsahuje vody typu Ca-Mg-HCO₃, ortoruly vody typu Ca-Na(Na+K)-HCO₃ a dle Skořepy (1970) granulity typ Ca-Na-SO₄-HCO₃. Skořepa (1970) typ vody uvádí dle složek přesahujících 25 meq%.

V granulitech a pararulách často převládá kationt Ca²⁺ nad Mg²⁺ (Krásný, 1981), v granulitech se navíc vyskytují relativně nižší obsahy alkálií proti vápníku, v peridotitech ovšem může dojít až k mnohonásobné převaze Mg²⁺ nad Ca²⁺ (Krásný, 1981) a typu Mg-HCO₃, přičemž obsah hořčíku stoupá až na 84,1 meq % sumy kationtů a obsah HCO₃⁻ na 67,3 meq % sumy aniontů (Skořepa, 1970). Kromě těchto iontů se můžou ve vodách peridotitů vyskytovat i zvýšené koncentrace niklu, chromu a kobaltu, bohužel obsahy těchto kovů v podzemních vodách nejsou většinou pro běžné účely stanovovány. Koncentrace přírodního pozadí se pohybují v rozmezí 0,8-5 µg Ni/l, 0,2-10 µg Co/l a 0,1-10 µg Cr/l (Pačes, 2011). Takto specifické složení podzemní vody je dáno reakcí podzemní vody s minerály ultrabazických hornin (rozpuštěním a hydrolýzou olivínu, enstatitu a diopsidu), které jsou chemicky méně odolné než minerály kyselých

alumosilikátových hornin a ze kterých se uvolňují i ionty Mg^{2+} , v menší míře Ca^{2+} . Interakci usnadňují hydrotermálně alterované zóny vhodné k proudění podzemní vody (Pačes, 2011). Je zajímavé, že ve všech rozborech vody v zóně A4 z vrtu Ho-1, který prochází granulity i peridotity, chybí hořčík. Tento jev může být způsoben snad dosud nepoznaným mechanismem sorpce Mg^{2+} na granulitové zvětraliny (Jetel, 1972), případně srážením brucitu, ačkoli k tomuto srážení dochází až v alkalických podmínkách (Pačes, 2011) a u rozboru vody z vrtu Ho-1 nebyla zjišťována hodnota pH (Jetel, 1972). Ještě více než v granulitech je rozdíl mezi obsahem alkálií a vápníku patrný u amfibolitů (Krásný et al., 1984), u kterých se vyskytují vody $Mg-Ca-HCO_3$ (Skořepa, 1970), přestože zde nelze vyloučit riziko ovlivnění vodami krystalických vápenců a erlánů, které amfibolity mnohdy doprovází a u kterých převažuje typ $Ca-HCO_3$ a nízký obsah alkálií i chloridů (Krásný et al., 1984; Pačes, 2011).

V pestré sérii tedy nelze vymezit přesné hydrochemické hranice mezi typy vod, neboť krystalické vápence ani amfibolity a jiné vložky v pestré sérii neumožňují samostatný oběh podzemní vody a složení jejich podzemních vod je tedy dáno míšením (Skořepa, 1970).

U magmatitů (granitoidů) se často vyskytuje zvýšený obsah alkálií (Krásný, 1978) a převládají typy $Ca-Na(Na+K)-HCO_3-SO_4$ nebo $Na-Ca-HCO_3-SO_4$, přičemž obsah HCO_3^- je větší než obsah SO_4^{2-} . Zvýšený obsah alkálií ve vodách granitoidů, stejně jako ve vodách ortorul, je produktem hydrolýzy alkalických živců a slíd (Pačes, 2011).

Projevuje se rovněž i vertikální hydrochemická zonálnost. U magmatitů a pararul přes typy $Ca-SO_4$ a $Ca-HCO_3-SO_4$ v zóně A1 přibližně do 10 m klesá obsah SO_4^{2-} a u hlubších vod se vyskytuje již jen $Ca-HCO_3$. U ještě hlubšího oběhu granulitů v zóně A4 (dle vrtu Ho-1) nejdříve podíl Cl^- roste s typem vody $Na-Cl-HCO_3$, pak ale s hloubkou klesá a objevuje se typ $Na-HCO_3$. V důsledku obecné vertikální hydrochemické zonálnosti se tudíž v hlubokých partiích granulitů objevují vody zcela chemicky odlišné (s převažujícími obsahy alkálií, HCO_3^- a Cl^-) než u přípovrhového kolektoru (Jetel, 1972). Tyto závěry podporuje i Pačes (2011), který pro vody hlubokého oběhu v krystalinických horninách jako charakteristické udává zvýšené obsahy Na^+ a Cl^- , někdy též HCO_3^- .

Celkově lze pak chemismus zájmového území i krystalinika popsat typem vody $Ca-Mg-HCO_3-(SO_4)$, kde se nárůst SO_4^{2-} projevuje především u podzemních vod mělkého oběhu zóny A1, s možnými výskyty dusičnanů a chloridů v místech antropogenního znečištění a lokálními anomáliemi tvořenými vápenci a ultrabaziky. Vyšší obsahy železa či manganu jsou v zájmovém území běžné a Tybitancl (1979) je uvádí jako "základní hydrochemickou charakteristiku parametamorfovaných sérií".

Ovšem jak uvádí Krásný et al. (1984) i Tybitancl (1979), přestože se v zájmové oblasti nachází geochemicky různé druhy hornin, někdy se hranice mezi různými typy vod neshodují s hranicemi

litologickými. Příčinou je podle Tybitancla (1979) "malá mineralizační schopnost kolektorských hornin a omezená doba zdržení vody v horninách", čímž může dojít k úplné změně původního typu vody.

Typ vody zóny A2 je značně variabilní (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-}), u rozsáhlejších výskytů mimo zájmové území závisí na vertikální i horizontální zonálnosti (Krásný 1980), ovšem v relikttech terciérních sedimentů v zájmovém území bude hydrochemický typ vody značně záležet na podložním a okolním krystaliniku (Krásný, 1978).

6.6 Režimní situace vrtů a pramenů

Dlouhodobé sledování vydatnosti a chemismu vrtů a pramenů v zájmovém území provádí ČHMÚ. Na zájmovém území se v současné době vyskytují dva režimně sledované objekty. Jedná se o pramen Bohouškovice (Křemže)-Obora PP0853, v letech 2000 - 2013 sledovány týdenní vydatnosti a týdenní teplota, a o vrt u Nové Vsi VP7628, v letech 2007 - 2013 sledována denní hladina (ČHMÚ, 2014). Data z těchto pozorovacích zařízení nebyla z důvodu praktické nevyužitelnosti požadována.

Režimně pozoroval prameny v okrese Prachatice, který částečně ze západu zasahuje na zájmové území, Tybitancl (1979). Důležité je podotknout, že se jedná v podstatě o geologicky shodné území, vyjma většího výskytu granitoidních hornin a menšího výskytu ultrabazik. Jím pozorované prameny vykazovaly velice rozkolísanou vydatnost, což podle něho svědčí o relativně mělkém původu podzemní vody. Nadprůměrnou a celkem stálou vydatnost, která by mohla vypovídat o hlubším oběhu, stejně jako stálá teplota, pak vykazovaly prameny, které odvodňovaly vložky rigidnějších hornin v pararulách, jako jsou leukokrátní ortoruly, granitové porfýry a krystalické vápence (Tybitancl, 1979).

U vrtů a pramenů využívajících mělký obzor podzemní vody, které jsou situované ve fluvialních kvartérních uloženinách, relikttech pánevních sedimentů nebo v zóně zvětralin krystalinika, může docházet k ovlivňování vydatnosti a hloubky hladiny výparem a srážkami, resp. jejich průsakem nesaturovanou zónou až k hladině podzemní vody nebo důsledkem změn hladiny v povrchových tocích v případě situování objektů ve fluvialních uloženinách (Krásný et al., 1984). U pramenů a vrtů se většinou objevuje typický průběh s maximy hladin a vydatností na jaře až v létě s výraznou reakcí na jarní tání sněhu a s minimy v podzimních až zimních měsících (Krásný et al., 1984).

6.7 Důlní hydrogeologie

Zpracováno dle Krásného et al. (1984), pokud neuvedeno jinak.

Těžba grafitu (a ještě starší těžba polymetalických rud) probíhala na mnoha místech v pestré sérii českokrumlovské a v jejím ekvivalentu tzv. chvalovické jednotce. V zájmovém území se jednalo

o již uzavřená ložiska Vyšný, Lazec, Domoradice, Chvalovice a Dolní Chrášťany (Vlivy důlní činnosti, Mapové aplikace ČGS, 2014). Geologická situace grafitového ložiska od podloží do nadloží se většinou skládá takto: pararuly, grafitové polohy, erlány či krystalické vápence. Při naražení zvodně může být počáteční vydatnost až několik desítek $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$, s časem ale klesne na stálou a celkem nižší hodnotu. Přítoky podzemních vod rychle reagují na srážky a jarní tání. Celý zvodnělý systém dolu spolu komunikuje, jelikož při ražbě nižších pater zanikají přítoky vyšších pater.

Přítoky podzemních vod zjištěné z různých zdrojů jsou uvedeny v následující tabulce. Vzhledem k již zastavené těžbě nejsou aktuálnější údaje k dispozici.

Tab. 2: Přítoky podzemních vod do důlních děl. Převzato z Krásný et al. (1984), upraveno.

| důlní dílo | | Lazec | | Vyšný (štola Jan) | | Domoradice (šachta Odolen) | | Chvalovice | | Dolní Chrástřany | |
|-----------------------------|-----|--------------------------------------|------|----------------------|------|---|------|-------------|------|---------------------|------|
| přítok l·s ⁻¹ | rok | 0,3 | 1975 | 4,2-5,8 | 1957 | 10 | 1961 | 3,3-4,7 | 1952 | 6,7 | 1973 |
| | | 0,8 | 1978 | | | 10,7 | 1966 | 6,7 | 1960 | | |
| | | | | | | 10,5-11,5 | 1973 | | | | |
| zdroj | | Homola, Klír, 1975 Vašta, 1978 | | Hercog, 1959 | | Tichý, Vrba, 1961 Tichý, 1967 Vašta, 1978 | | Vašta, 1967 | | Vašta, 1967 | |

6.8 Hospodářství a využití

Problém hromadného zásobování pitnou vodou se začal řešit již na počátku 60. let 20. století, kdy stoupaly nároky na spotřebu vody a z důvodu rozvoje průmyslu i občanské vybavenosti již nestačilo individuální zásobování (Švoma, 1972). K tomu Krásný (1981) dodává, že z důvodu většinou nízké transmisivity horninového prostředí však není možné zásobovat podzemní vodou příliš rozsáhlé oblasti.

Pokud se týká využívání podzemních vod v minulosti, nejvíce byly využívány jímací objekty, které jímaly podzemní vodu mělkého oběhu. Jednalo se o jímací studně, zářezy a pramenní jímky (viz Obr. 6), které většinou akumulovaly vodu z kvartérního deluviálního pokryvu hlinitokomanitého až suťového charakteru, jenž se v horských a podhorských oblastech vyskytuje ve větších mocnostech (Krásný et al., 1984) a poskytuje využitelné vydatnosti (Skořepa, 1970). Transport této vody byl zajišťován většinou pomocí gravitačních vodovodů (Krásný, 1981; Krásný et al., 1984; Skořepa, 1970). Skořepa (1970) uvádí údaje o zásobování vodou aktuální k roku 1970 a Krásný et al. (1984) údaje aktuální k roku 1976.

Vody hlinitokamenitých až kamenitých sutí ve výše položených oblastech byly a jsou úspěšně využívány jímacími zářezy a jímacími studněmi již velmi dlouhou dobu, nejstarším doloženým zařízením byl Schwarzenberský vodovod z Blanského lesa z konce 16. století pro zásobování Českého Krumlova (Skořepa, 1970) a potok Jordánek, sloužící k zásobení kláštera Zlatá Koruna již ve středověku (Švoma, 1972). Mezi další území zásobovaná podobně umístěnými mělkými jímacími zařízeními jsou např. Jankov, Holašovice, Dobčice (Obr. 5) či Nová Ves (Krásný, 1981).



Obr. 5: Vodojem Dobčice, červenec 2014.

Úspěšné byly i vrty v náplavech Netolického a Křemežského potoka, které propojují zónu kvartérních sedimentů a zónu podpovrchového rozpukání hornin jak v granulitech, tak v peridotitech, které díky silnému tektonickému postižení v okolí Křemže vykazují velmi zvýšenou vydatnost (Krásný, 1981; Švoma, 1971; Vondrák, 1974). Takto jsou zásobovány Lhenice, Vadkov a Křemže (Krásný, 1981). Pokud je jímána pouze voda dobře propustných facií kvartérních a terciérních sedimentů, ukazuje se jako výhodné budovat širokoprofilové studny (Krásný et al., 1981).

Dle Skořepy (1970) byla již většina vhodných zdrojů pro stavbu gravitačních vodovodů v roce 1970 jímána. Výjimku tvoří některé zanedbané pramenní jímky Schwarzenberského vodovodu na jižním svahu Kletě a zdroje některých tektonických poruch, mezi které patří hlavně porucha v údolí západně od bývalého dolu Odolen v Domoradicích.

V roce 1972 obec Křemže požadovala zvýšení jímaného množství pitné vody z 2 na 12 l·s⁻¹. Při řešení této situace bylo navrženo jímat další podzemní vodu ze severního svahu Kletě z pramenišť „U Huráka“ a „Pod Dolním hajným“, odebrané vzorky vykazovaly antropogenní znečištění s vysokými hodnotami chemické spotřeby kyslíku, dusičnany, amoniakem a fosforečnany (Švoma 1972). Též voda v Křemežském potoce pod obcí Chmelnou je velmi znečištěna,

a to především díky vepřínu ve Chmelné a tím, že odvodňuje celou Křemežskou kotlinu (Švoma, 1972).

Perspektivním se jeví i využívání důlních vod pro Český Krumlov - zdroje Hessova studna a zdroj Zenker. Důlní voda v dolu Odolen v Domoradicích měla nevyhovující kvalitu vody (Krásný et al., 1984).



Obr. 6: Jímací objekt v údolí Chmelenského potoka, červenec 2014.

V současné době poskytuje přehled o využití podzemních vod mapa vodovodů Jihočeského kraje přístupná online (Mapa vodovodů, 2014), dalšími zdroji jsou data o odběrech podzemních vod, která jsou v zájmovém území shromažďována a evidována Povodím Vltavy, s. p. (Odběry a vypouštění, 2014), a data o zdrojích pitné vody, které eviduje Ministerstvo zemědělství (Zdroje pitné vody, 2014).

Na páteční síť vodárenské soustavy Jihočeského kraje je napojena jen část obcí při okraji zájmového území. Zároveň jsou tyto obce dotovány i podzemní vodou z místních zdrojů. Jedná se o obce Dobčice, Zábोří, Čakov, Jankov, Vadkov, Habří, Slavče, Zlatá Koruna, Rájov, Plešovice, Přísečná, Domoradice, Český Krumlov (Mapa vodovodů, 2014). Zbytek obcí v zájmovém území je zásobován podzemní vodou z místních zdrojů.

Z mapy vodovodů (Příloha D) a z údajů o odběrech podzemních vod (Příloha E), je patrné, že se stále využívají výše uvedené jímací objekty mělké podzemní vody ve stejných lokalitách jako v minulosti. Podzemní voda pro veřejný vodovod je jímána celkem z 23 lokalit, z toho voda v 7 lokalitách je původu hlubinného, v 16 mělkého. Celkově pak bylo za rok 2013 odebráno

1 128 500 m³ podzemní vody. Jedná se ovšem pouze o zdroje obcí, které jsou uvedeny v Příloze E, nejedná se o celkový výčet zdrojů vody a vodovodů v zájmovém území. Obce Holašovice, Dobčice i Nová Ves jsou stále zásobovány z místních zdrojů mělké podzemní vody, pouze Jankov se napojil na vodárenskou soustavu Jihočeského kraje. Údaje z let 1985 nebo 1984 není možné porovnávat s údaji v roce 2013, neboť v prvním případě jsou uvedeny průměrné vydatnosti přímo zdrojových zařízení, ve druhém případě pak data představují pouze průměrné množství odebrané podzemní vody.

V případě dalšího zajištění vodních zdrojů zatím nejsou zcela využité kapacity krystalických vápenců či důlních děl v pestré sérii, u těchto je ovšem otázkou kvalita vody, popř. možná rizika spojená s nadměrným čerpáním a vznikem kyselých důlních vod (Krásný et al. 1984).

Pro zajištění čerpaného podzemní vody v množství nad 3 l·s⁻¹ je zapotřebí komplexního přístupu, včetně použití geofyzikálních metod pro nalezení tektonických poruch (Švoma, 1972; Krásný et al., 1984). K zastižení takovýchto vertikálně či subvertikálně situovaných poruch lze použít i emanometrii (Švoma, 1972).

V poruchových zónách či jejich křížení je možné získat vydatnosti až v hodnotách několika l·s⁻¹ (Krásný et al., 1984).

Při vrtném průzkumu se místo vertikálních vrtů z důvodu větší pravděpodobnosti zastižení tektonické poruchy osvědčily vrty šikmé (Krásný et al., 1984; Švoma, 1972).

Z důvodu ceny za metr vrtání a z důvodu rychlého poklesu propustnosti hornin s hloubkou se jeví vrty u parametamorfitů hlubší jak 30 m a u ortometamorfitů a granitoidů hlubší jak 20 m jako nevýhodné (Krásný et al., 1984).

6.9 Hydrogeologické mapování

Hydrogeologické mapování bylo pouze orientační.

Cílem provedeného mapování bylo zaprvé osvojit si metodiku mapování a zjistit možný rozsah mapování v zájmovém území, a za druhé doplnit údaje získané z dostupných literárních zdrojů o vydatnosti pramenů, jejich typu, pH a měrné konduktivity na základě vlastního mapování. Zajímalo mne také, jestli se dají rozlišit vody granulitů od vod serpentinizovaných peridotitů za předpokladu rozdílných hodnot pH, případně i měrné konduktivity.

Mapování bylo rozděleno do 3 celých mapovacích dnů a několika jednodenních exkurzí do zájmového území. Dokumentační deník je obsažen v Příloze F.

6.9.1 Metodika mapování

Některé zájmové objekty jsem vyhledal v základních státních mapách měřítko 1:5 000, o kterých lze říci, že až na některé výjimky zobrazují všechny objekty, které jsem v průběhu mapování našel.

Následně jsem určil nejvhodnější mapovací trasu. Její vedení jsem volil po vrstevnicích, kolmo ke svahu, z důvodu lepšího zastížení případného toku. Prameny jsem hledal mapováním proti proudu toku, nejlépe od křížení toku s cestou uvedenou v mapě. Jako výhodu zmíněného postupu lze označit i fakt, že díky enormnímu suchu v době mapování a celkovému nízkému stavu podzemních vod z důvodu mírné zimy 2013/2014, řada toků nezačínala v předpokládaném místě, ale v mnoha případech i ve vzdálenosti 200 m níže po toku. Mapování proti proudu toku je výhodnější i z důvodu větší systematičnosti při identifikaci možných přítoků hlavního toku a jejich pramenů.

Při mapování jsem kladl důraz i na případné objevení objektů nezanesených do státních map 1:5000. Pokud se tak nestalo u tras vedených po vrstevnici, vyhodnotil jsem úsek trasy výše po svahu jako zmapovaný, bez nalezených pramenů.

Při nalezení toku jsem sledoval tok výše proti proudu, dokud jsem nenalezl pramenní oblast, nebo dokud byl tok sledovatelný. Někdy jsem postupoval po korytu výše, i když bylo suché. V nekratší možné vzdálenosti od pramenní oblasti jsem změřil průtok toku, a to měřením času, za který se naplnila nádoba o stanoveném objemu, nebo jsem průtok odhadl, nebylo-li možné měřit průtok nádobou.

Popsal jsem geomorfologickou pozici toku a pramenní oblasti, vydatnost, stav okolní vegetace a pokud to aktuální situace umožňovala, měřil jsem hodnoty pH, měrné konduktivity a teploty. Nejdříve jsem měřil měrnou konduktivitu a teplotu, až následně pH, a to z důvodu možného ovlivnění hodnot měrné konduktivity vlivem kontaminace udržovacím roztokem 3 molárního KCl v pH-metru. Při měření pH se rovnováha mezi sondou a vodou v toku ustanovovala dlouhou dobu, okolo 5 až 15 minut, především právě díky zbytkovému KCl na sondě.

V případě širšího toku jsem hodnoty pH, měrné konduktivity a teploty vody měřil na více místech v profilu toku. Zároveň jsem z geologické mapy 1:50 000 přiřadil dokumentačnímu bodu podložní horninu. V případě rozsáhlejší pramenní oblasti v sutích jsem provedl měření na několika profilech vždy několikrát nad sebou, pokud to situace umožňovala.

Při mapování jsem věnoval pozornost i dalším jevům, jako byla podmáčená území, stará koryta, atd.

6.9.2 Výsledky

Celkem jsem získal 37 dokumentačních bodů, z toho na 11 z nich jsem měřil uvedené parametry.

I přes výrazné sucho během celého minulého půlroku jsem našel 2 toky a několik bahnišť nebo podmáčených území (DB 1.5.5; DB 2.3.9; DB 3.3.22; DB 3.4.23), které nebyly zakresleny ve státních mapách měřítka 1:5 000.

Nalezl jsem i 5 vodojemů a 7 jímacích objektů podzemních vod.

Při dlouhodobých podprůměrných srážkách, jaké byly od podzimu 2013, většina pramenů vysychá. Při sondáži tyčí ovšem i některé zdánlivě suché prameny či pramenní oblasti byly v hloubce mokré.

Během orientačního mapování jsem nenalezl žádný pramen, který by byl situován přímo v serpentinizovaných peridotitech. Většinou se jednalo o toky, které pramenily v granulitech a peridotity záhy protékaly. Případné měření údajů na toku, který protéká dvěma druhy hornin a který může být ovlivněn i antropogenní činností, není možné objektivně vyhodnotit.

Deset z jedenácti měřených dokumentačních bodů se nacházelo v oblasti budované granulity. Jedenáctý měřený dokumentační bod se sice nacházel v oblasti budované serpentinizovaným peridotitem, jednalo se ovšem o měření stagnující vody v mělké studni ve svahu pod intenzivně hnojeným polem.

V pěti případech (DB3.4.23; DB3.10.29; DB3.11.30; DB3.12.31; DB3.14.33) jsem měřil údaje přímo pramenů či pramenišť, zavedl jsem pro ně kategorii I.

V případě Bukohorského a Chmelenského potoka (DB2.2.8; DB 2.7.13) jsem uvedené parametry měřil až zhruba po 200 m od předpokládaného počátku toku, jelikož pramenní oblasti spolu s odtokovými koryty byly suché. Samotné toky začínaly až níže. Ale v případě Bukohorského potoka se i v takového vzdálenosti od nalezených pramenišť nacházely vlhké pramenní kotlinky s postupným objevováním vody. Pro tyto výsledky jsem zavedl kategorii II.

V dalších dvou případech (DB2.10.16; DB2.13.19) byly měřeny hodnoty na Chmelenském potoce až na prvních kilometrech (přibližně ve vzdálenosti 1,5 a 3 km) od prameniště, které se nacházelo v granulitech. Pro toto měření jsem zavedl kategorii III. Bude zhodnoceno v podélném profilu toku.

V jednom případě (DB2.11.17) byly měřeny údaje z meliorační rýhy mezi polem a loukou v oblasti intenzivní zemědělské činnosti. Znakem byl i hnilobný pach připomínající močůvku.

pH

V kategorii I se pH pohybovalo v rozmezí 4,4 - 5,5. V kategorii II se pH vyskytovalo v hodnotě 5,8, v kategorii III v hodnotách 6 a 6,1.

Teplota

V kategorii I se teplota pohybovala od 6,7°C až po 10,2°C (v případě 10,2°C měřeno cca 40 m od objevení vody v suti), resp. po 14,3°C při měření na sluncem osvětlené mýtině na jižním svahu, který byl pokryt sutěmi, a nebyla zde pozorována žádná změna morfologie. V kategorii II byla teplota 13,0°C a 13,4°C, měřeno v zastíněném lese.

Vydatnost

U první kategorie se největší vydatnosti pohybovaly v rozmezí 0,2 - 0,3 l·s⁻¹, které vykazovaly prameny Krásetínského a Chlumského potoka. Další prameny první kategorie vykazovaly

vydatnosti ve vyšších setinách až 0,1 l·s⁻¹. U druhé kategorie se vydatnost odhadem pohybovala v hodnotách 0,1 - 0,2 l·s⁻¹ u odtokového koryta z celého rozsáhlého prameniště. V třetí kategorii, Chmelenský potok, se pak průtok pohyboval již v prvních l·s⁻¹.

Měrná konduktivita

U první kategorie se měrná konduktivita pohybovala v rozmezí 60 - 129 µS/cm, nejvyšší hodnotu 129 µS/cm jsem měřil v místě prameniště, ve kterém se nacházela stará rezavá konzerva. U druhé kategorie byly hodnoty konduktivity 190 µS/cm a 96 µS/cm. U třetí kategorie pak 135 S/cm a 176 µS/cm.

Podélný profil suťovým prameništěm Chlumského potoka

| | | | |
|--|------|------|------|
| vzdálenost od objevení vody v sutích (m) | 40 | 60 | 100 |
| teplota (°C) | 10,2 | 10,5 | 11,3 |
| měrná konduktivita (µS/cm) | 60 | 60 | 59 |
| pH | 5,2 | 5,1 | 5,2 |

Podélný profil tokem Chmelenského potoka

| | | | |
|-------------------------------|------|------|------|
| vzdálenost od prameniště (km) | 0,2 | 1,5 | 3 |
| teplota (°C) | 13,4 | 12,9 | 19,2 |
| měrná konduktivita (µS/cm) | 96 | 135 | 176 |
| pH | 5,8 | 6 | 6,1 |

6.10 Shromáždění podkladů z dostupných hydrogeologických vrtů

Tato část práce spočívala v prostudování dostupných posudků hydrogeologických vrtů, které byly provedeny v zájmovém území, v archivu České geologické služby - Geofondu. V online mapě České geologické služby „Vrtná prozkoumanost“ jsem v zájmovém území vyhledal všechny hydrogeologické vrty provedené do března 2014.

Většinou se jednalo o hydrogeologické vrty provedené v granulitovém masivu Blanského lesa v horninách gřohlské jednotky, v menší míře se poté jednalo o vrty provedené v horninách pestré série českokrumlovské. Z jednotlivých posudků jsem vybral údaje o poloze a hloubce vrtů, o mocnosti a charakteru zóny zvětralin vč. kvartérního pokryvu a eluvia matečné horniny, o mocnosti, druhu a hloubkovém dosahu rozpukání podložní horniny, o hloubce naražené a ustálené hladiny podzemní vody. V případě čerpacích zkoušek jsem shromáždil údaje o jednotlivých sníženích hladiny a příslušných vydatnostech čerpané vody, dále jsem shromáždil hodnoty specifické vydatnosti, transmisivity i délku trvání čerpací zkoušky. Fyzikálně-chemické parametry z důvodu

samostatné analýzy uceleny nebyly.

Z údajů čerpacích zkoušek bylo základním cílem získat hodnotu specifické vydatnosti, resp. indexu transmisivity Y , která je vhodná k regionálnímu posouzení propustnosti jednotlivých krystalinických hornin (Krásný, 1975). Hodnota indexu transmisivity byla též vypočítána na základě jednotlivých snížení hladin a příslušných vydatností, a to pro každou depresi při čerpací zkoušce zvlášť podle vzorců (1) a (2). Vzhledem k tomu, že závislost vydatnosti na snížení hladiny není lineární, byla za reprezentativní hodnotu vybrána ta, která byla z hodnot uvedených v posudcích a z hodnot vypočítaných nejmenší. Údaje z posudků jsou obsaženy v Příloze G.

7 Diskuze

7.1 Hydrogeologické mapování

Po provedeném orientačním mapování odhaduji, že kompletní hydrogeologické mapování celého zájmového území bude vyžadovat minimálně 20 mapovacích dní.

Výše použitá metodika mapování za pomoci křížení vodních toků s výraznými prvky (cesty či podobné objekty) v mapě se mi osvědčila.

Nebylo možné potvrdit fakt, že podzemní vody granulitů se dají díky pH a měrné konduktivitě, resp. mineralizace, rozlišit od vod serpentinizovaných peridotitů, jak uvádějí např. Krásný et al. (1984) nebo Skořepa (1970). Neboť výskyty peridotitových těles jsou sice celkově rozsáhlé, ale rozptýlené na množství menších těles a nebyl nalezen pramen, který by vyvěral přímo z nich.

Za nejreprezentativnější měření považuji dokumentační body kategorie I, kde byly uvedené parametry měřeny přímo v prameništi. V případě pramenů Krásetínského a Chlumského potoka se podle dostupných údajů s největší pravděpodobností jedná o prameny pseudosuťového charakteru, vázané na tektonickou poruchu. Tento závěr podporují jak vysoké vydatnosti v bezsrážkovém období a nízká teplota vody oproti teplotám vzduchu (okolo 32°C), tak výrazná změna geomorfologické situace příslušných lokalit. Zajímavé je situování těchto dvou pramenů spolu s prameny DB3.10.29 a DB3.12.31 do přibližné linie. Liniovou tektonickou poruchu v těchto místech předpokládá i Kodým (1985c). Při objektivním hodnocení původu těchto pramenů je ovšem nutné zohlednit za 1) velikost příslušných hydrologických povodí, protože některé zmíněné prameny se nacházejí sice v mírných, ale přece jen v konvexně modelovaných uzavřených svazích vzdálené 430 až 910 m od hydrologické rozvodnice, kterou je hřbet Kletě; a za 2) nadmořskou výšku pramenů, která je v rozmezí 820 až 920 m n. m. O hodnotě specifického podzemního odtoku podzemní vody deluviálními sedimenty však nelze v této lokalitě říct nic konkrétního.

Méně reprezentativní výsledky poskytuje kategorie II, jejíž měřené parametry jsou pravděpodobně již ovlivněny výraznou interakcí s kvartérními deluviálními sedimenty a s půdním

pokryvem. Jedná se o rozsáhlejší prameniště než v kategorii I, na relativně plochých územích.

V kategorii III Chmelenského potoka je zajímavá relativně nízká hodnota měrné konduktivity, která po 3 km toku, který vede skrz obydlené území, dosahuje pouze dvojnásobné hodnoty oproti počátku toku.

Měření vody v meliorační rýze (DB2.11.17) ukázalo, že kvalita vody je zde pravděpodobně značně ovlivněna intenzivní zemědělskou činností v okolí tohoto toku. Měření nepovažuji za reprezentativní.

Podobným případem byl i pokus o identifikaci vody ze serpentinizovaného peridotitu (DB3.17.36), toto měření bohužel probíhalo z velmi mělké nepoužívané studně, podle sdělení majitelů silně závislé na srážkách a hnojení výše položeného pole. Považuji ho tedy za nerepresentativní a silně závislé na kvalitě podzemní vody mělkého oběhu.

Celkově výsledky mého mapování podporují závěry jak Krásného et al. (1984) a Krásného (1985), tak Skořepy (1970). Hodnoty pH až na snížené hodnoty mezi 4,4 a 4,8 odpovídají udávanému rozmezí 5,0 – 6,0 pro vody granulitů, též nízké hodnoty měrné konduktivity odpovídají nízké mineralizaci podzemních vod granulitů. Většina pramenů je silně závislá na srážkové činnosti.

Zajímavé jsou velmi nízké hodnoty pH dvou pramenů na svazích Kletě s pH 4,4 a 4,5, relativně se ovšem nejedná o velmi odlišné hodnoty vůči celku. Za předpokladu správně provedeného měření můžeme tyto hodnoty považovat za důsledek přirozené acidifikace srážkové vody vlivem podzemní atmosféry deluviálních sedimentů a nepříliš mocného půdního pokryvu nebo vlivem delšího kontaktu s granulity v důsledku oběhu v puklinovém systému. Uváděné hodnoty pH považuji v souvislosti s přirozenými porosty acifilních bučin (Albrecht et al., 2013) za zajímavé, ale ne anomální.

7.2 Hydraulické parametry a hladina podzemní vody

Krásný (1975) hodnotil, jaký vliv má na hydraulické parametry horninového prostředí kvartérní pokryv a z toho důvodu zkoumal tyto parametry jednak pouze v zóně připovrchového rozpukání hornin, jednak i s nadložními kvartérními sedimenty. Kvartérní pokryv podle něho výrazně přispívá ke zvýšení indexu transmisivity Y . Nepodařilo se mi dohledat přesnou metodiku tohoto průzkumu, ale diskuzi si zaslouží možnost, jak ve vrtu provedeném v hydrogeologickém masivu oddělit vzájemné hydraulické spojení obou těchto zón puklinami a tektonickými poruchami. Přestože lze v hydrogeologickém masivu pozorovat značné rozdíly v hydraulických parametrech i blízkých vrtů (Krásný et al., 1984), nemyslím si, že by bylo možné absolutně oddělit vody kvartérního pokryvu od vod pásma připovrchového rozpukání, neboť alespoň minimální komunikace bude skrz puklinové prostředí probíhat vždy. O možnosti izolace tohoto spojení by bylo možno uvažovat

v případě, že by se kvartérní pokryv choval jako izolátor. Pak je důležitá otázka, zda by přispíval ke zvýšení hydraulických parametrů vrtu.

Zároveň s tímto souvisí i další problém, kdy by z údajů o hloubce naražené a ustálené hladiny podzemní vody měla být při analýze zpracovaných posudků zjištěna informace, zda se jedná o volnou, nebo napjatou hladinu. Toto hodnocení ovšem ve většině případů pozbývá smyslu, protože v krystaliniku mají na napjatost hladiny vliv poruchová pásma připovrchového rozpukání hornin (Krásný et al., 2012), které ale v důsledku právě stejně komunikují se zónou zvětralin kvartérního pokryvu. Hodnocení režimu hladiny podzemní vody je obtížné i z toho důvodu, že v dokumentaci posudků hydrogeologických vrtů jsou místo naražené hladiny podzemní vody často udávány (a někdy v posudcích i zaměňovány) hloubky zvýšených přítoků do vrtů. Což je v případě vrtání sice logické a praktické, pro případnou analýzu ale ne úplně vhodné.

4.3 Zóny oběhu a hloubka rozpukání

V pracích Krásného (1975), Krásného et al. (1984), Skořepy (1970), Švomy (1972) a Tybitancla (1979) se vyskytují drobné nuance v prezentované hloubce zóny připovrchového rozpukání. Větší dosah této zóny udávají Krásný (1975) a Krásný et al. (1984) u pararul než u ortometamorfitů. Na tom se generelně shodují i ostatní autoři, nicméně nepanuje úplná shoda na propustnosti těchto puklin. Skořepa (1970) a Švoma (1972) pokládají jílovitou výplň puklin v pararulách za izolátor a pukliny níže jak 20 m za sepnuté. Krásný et al. (1984) uvažují o pomalejším poklesu propustnosti u pararul než u ortometamorfitů, a to s dosahem zóny připovrchového rozpukání i více jak 30 m.

Rozdíly v propustnosti hornin, které udávají Tybitancl (1979), Švoma (1971) a Skořepa (1970) oproti výsledkům Krásného (1975) a Krásného et al. (1984), jsou pak způsobeny převážně metodou hodnocení, neboť poslední dvě jmenované práce hodnotily propustnost hornin pomocí statistické analýzy na základě údajů z čerpacích zkoušek.

4.4 Hloubka hydrogeologických vrtů

Při hodnocení transmisivity Krásný et al. (1984) ani Krásný (1975, 1993) nepřičítají rozdíly v hloubce vrtů v krystaliniku větší vliv, neboť spíše než hloubka zde má vliv míra rozpukání a tektonického porušení. S tím nelze než souhlasit, neboť distribuce těchto nehomogenit je rozdělena v celém profilu vrtu značně nerovnoměrně (Krásný, 1975; Krásný et al., 1984). Otázkou ovšem může být charakter rozpukání hornin ve spodní zóně, jak ukazuje strukturní vrt Holubov nebo vrt KTB (Jetel, 1972; Stober a Bucher, 2005). Tyto hluboké vrty jsou dokladem toho, že o chování puklin, zlomů a poruch v extrémních hloubkách hydrogeologického masivu nemůžeme s jistotou zatím nic říci. Jejich propustnost je předmětem dalšího výzkumu (Krásný et al., 2012). O chování spodní zóny hydrogeologického masivu se zmiňuje i Krásný (1980),

když infiltraci vody do jihočeských pánví předpokládá i z okolního a podložního krystalinika, mimo jiné dubenským zlomem, který na severovýchodě odděluje granulitový masiv od budějovické pánve.

Právě pro zatím ne zcela poznané chování hydrogeologického masivu ve velkých hloubkách byla zahrnuta kapitola o tektonice a komplikované strukturní stavbě zájmového území. Ta má do značné míry vliv na zvýšené propustnosti ultrabazických hornin v zájmovém území (Krásný et al., 1984). Celkově pak vliv tektoniky na chování a propustnost hydrogeologického masivu považují za velmi důležitý a zajímavý problém, neboť při jeho řešení se uplatní jak geomorfologická a tektonická analýza, tak geofyzikální a hydrogeologický průzkum.

8 Závěr

Přestože se k zájmovému území vztahuje několik velice podrobných regionálních hydrogeologických prací, neexistuje zatím práce, která by shrnula dosavadní stupeň hydrogeologické proukoumanosti celého území CHKO Blanský les. To je cílem této práce. V souvislosti s geomorfologickými, klimatickými, hydrologickými a hlavně geologickými a hydrogeologickými poznatky se pokouší o komplexní přístup k hodnocení hydrogeologie CHKO Blanský les.

Různé metamorfované horniny moldanubika i různé druhy sedimentárního pokryvu, zastoupené v zájmovém území, mají různé hydrogeologické vlastnosti a chování. Tyto změny jsou způsobeny jak příslušným petrografickým typem horninového podloží, tak geomorfologickou pozicí a tektonikou.

Podzemní vody se v zájmovém území vyskytují v různých typech hydrogeologického prostředí. U svrchní zóny, skládající se ze sedimentů a zvětralin podložních hornin, se jedná o průlinovou porozitu, u zóny připovrchového rozpukání krystalinických hornin o puklinovo-průlinovou porozitu a u spodní zóny o puklinovou porozitu. K těm přistupuje ještě krasová porozita v místech výskytu krystalických vápenců a erlánů. Zóna připovrchového rozpukání a zóna zvětralin a sedimentů vytváří regionální souvislý kolektor.

Na základě výše uvedených hodnot Y i geologických predispozic jsou v zóně připovrchového rozpukání nejpropustnější krystalické vápence a erlány, na své okolí působí jako oblast intenzivní drenáže. S menší propustností poté následuje pestrá série českokrumlovská jako celek a rozsáhle tektonicky postižené ultrabazické horniny v okolí Křemže. Nejmenší propustnost vykazují granulity a granulitové ruly, migmatity, granitoidní intruziva a ortoruly. U těchto hornin se ovšem naopak vyskytuje nejpropustnější zóna zvětralin, jak dokumentuje vydatnost pramenů v granulitových sutích. Relativně dobře propustné jsou i písčitoštěrkové polohy říčních sedimentů od terciéru po holocén.

Aktuální propustnost podloží ovšem závisí jak na petrografii, tak geomorfologii a především stupni tektonického postižení.

Vydatnosti pramenů se nejčastěji pohybují v setinách až desetínách $l \cdot s^{-1}$, vyskytují se ale i prameny s vydatnostmi okolo $1 l \cdot s^{-1}$, nejvíce v krystalických vápencích.

Mineralizace podzemních vody je nízká, většinou do $300 mg \cdot l^{-1}$, zvýšené hodnoty vykazují podzemní vody ovlivněné amfibolity, krystalickými vápenci a ultrabaziky. Ovlivňují i jinak obecně rozšířený hydrochemický typ podzemní vody $Ca-Mg-HCO_3$, u krystalických vápenců se mění na $Ca-HCO_3$, u amfibolitů a ultrabazik až na $Mg-HCO_3$. Granitoidy, ortoruly a granulity zvyšují u podzemních vod obsah alkálií. Znečištění podzemních vod se projevuje nejvíce u mělkého oběhu vlivem zemědělské činnosti, velmi znečištěný je Křemežský potok. U vod ultrabazik se mohou projevit vyšší koncentrace Ni, Cr a Co.

Režimní situace mělkých podzemních vod je závislá na srážkách, vliv má i srážkový stín vlivem geomorfologické pozice, mezi nejsušší oblast patří Křemežská kotlina. Stálejší vydatnosti se objevují u vod využívajících k oběhu puklinové systémy.

Hydrogeologické prostředí je též ovlivněno výskytem důlních děl, která jsou zbudována v pararulách pestré série a která, v kombinaci s krystalickými vápenci, způsobují extrémní drenáž svého okolí.

K zásobování obyvatel území pitnou vodou byly úspěšně budovány mělké jímací objekty typu pramenních jímek, jímacích zářezů a studní, které díky vysoké propustnosti granulitových sutí na svazích Kleti poskytovaly vysoké vydatnosti. Mnohé z nich slouží dodnes. V současné době se místo mělkých jímacích objektů budují hydrogeologické vrtý.

Provedené hydrogeologické mapování mi sloužilo k ověření metodiky možného plošného mapování území, rozšíření zkušeností s mapováním a poskytlo i údaje o vodách granulitů.

Poslední částí této práce bylo shromáždění údajů z posudků hydrogeologických vrtů pro budoucí zpracování hydraulických aj. parametrů. Jedná se o rozsáhlé množství dat, z nichž jen málo je v této práci publikováno, a která umožňují ještě daleko větší prohloubení znalostí o CHKO Blanský les.

9 Seznam literatury

Albrecht, J. a kol., 2003. Českobudějovicko. In: Mackovčín, P. A Sedláček, M. (eds): *Chráněná území ČR, svazek VIII*. Praha: Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, 2003. 808 str. ISBN 80-86064-65-4

Anon., bez roku. *Brzdíme vodu v Křemežské kotlině*. [leták A4 oboustr.]. [on-line]. [cit. 2014-04-09].

©Daphne - Institut aplikované ekologie a Správa CHKO Blanský les. Dostupné

z: <http://blanskyles.ochranaprirody.cz/res/data/101/014207.pdf?seek=1372858163> Dostupné též

z: <http://blanskyles.ochranaprirody.cz/publikacni-cinnost/publikace-ke-stazeni/brzdime-vodu-v-kremzske-kotline/>

- Anon., 1991. *Hydrogeologie*. In: Vejnar, Z. (ed): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 32-241 Velešín. Vydání 2., nezměněné. Praha: Český geologický ústav, str. 39-40
- Anon., 2006. *Revitalizace povodí potoka Borová*. [informační tabule, pdf]. [on-line]. [cit. 2014-04-09] © Správa chráněné krajinné oblasti Blanský les a Agentura ochrany přírody a krajina. Dostupné z <http://blanskyles.ochranaprirody.cz/res/data/101/014148.pdf?seek=1> Dostupné též z: <http://blanskyles.ochranaprirody.cz/charakteristika-chko/hydrologie/revitalizace-povodi-potoka-borova/>
- Bernard, J. H., 1969. *Mineralogie Československa*. Vydání první. Praha: Academia, nakladatelství ČSAV. 400 str.
- Burianová K., zaměstnankyně Správy Chráněné krajinné oblasti Blanský les, Vyšný 59, 381 01 Č. Krumlov. E-mailová komunikace. Září 2013.
- ČHMÚ, 2014a. Síť monitoringu povrchových vod. [online]. [GIS aplikace]. [cit. 2014-07-03]. ©2012-2014 Český hydrometeorologický ústav. Dostupné z: <http://hydro.chmi.cz/hydro/>
- ČHMÚ, 2014b. Evidenční list hlásného profilu č.81. [on-line]. [generováno 2014-07-07]. [cit. 2014-07-07] © Český hydrometeorologický ústav. Dostupné z: http://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_prfbk_detail.php?seq=307039
- ČHMÚ, 2014c: Evidenční list hlásného profilu č.84 [on-line]. [generováno 2014-07-07]. [cit. 2014-07-07] © Český hydrometeorologický ústav. Dostupné z: http://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_prfbk_detail.php?seq=307040
- ČHMÚ, 2014d: Polcar, Pavel., Ing., ředitel ČHMÚ Pobočky České Budějovice. E-mailová komunikace. Březen 2014
- Daněk, A., 2012. *Přísečná-Carthamus a.s., zdroj podzemní vody: Zpráva o hydrogeologickém průzkumu*. MS. Hydroprůzkum České Budějovice, s.r.o. České Budějovice. Archiv ČGS-Geofond, sig. P136583
- Fediuková, E., Kodým, O., Schovánek, P., 1973. *Úkol 1/01b: Komplexní geologický výzkum stratigrafie a stavby moldanubika v Pošumaví, Dílčí úkol: Zpracování vrtu H – 1 Holubov*. MS. Ústí. Úst. geol. Praha. 305 str. Archiv ČGS-Geofond, sig. P023516
- Ferda, J., Hladný, J., Bubeníčková, L., Pešek J., 1971. *Odtokový režim a chemismus vod v povodí horní Otavy se zaměřením na výskyt rašelinišť*. In: Sbor. Čes. Hydromet. Úst. Československý hydrometeorologický ústav. Praha. Č. 17, str. 22-126
- Fetter, Ch. W., 2001. *Applied hydrogeology*. 4th ed. Upper Saddle River: Prentice Hall, 598 p. ISBN 0-13-088239-9
- Franěk, J., 2003. *Strukturní vývoj a historie exhumace granulitového masívu blanského lesa*. Praha.

- Diplomová práce. Ústav petrologie a strukturní geologie, Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze. Vedoucí diplomové práce: prof. Karel Schulmann. Knihovna geologie Přf UK.
- Franěk, J., Schulmann, K., Lexa, O., 2006. Kinematic and rheological model of exhumation of high pressure granulites in the Variscan orogenic root: example of the Blanský les granulite, Bohemian Massif, Czech Republic. In: Mineralogy and Petrology. Vol. 86, p. 253-276
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds). *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. London: Geological Society, Special Publications, 179, p. 35-62
- Freeze, R., Cherry, J., 1979. *Groundwater*. Englewood Cliffs: Prentice-Hall. 604 p. ISBN 9780133653120
- Geologická mapa 1:50 000 ČGS, 2014. Česká geologická služba: Mapové aplikace, Geologická mapa 1:50 000. [on-line]. [GIS aplikace]. [cit 2014-03-25] © Česká geologická služba a ESRI 2013. Dostupné z: http://mapy.geology.cz/geocr_50/
- Hydrogeologická mapa 1:50 000 ČGS, 2014. Česká geologická služba: Mapové aplikace, Hxdrogeologická rajonizace. [on-line]. [GIS aplikace, vrstva ZHG50]. [cit 2014-03-25] © Česká geologická služba a ESRI 2013. Dostupné z: <http://mapy.geology.cz/rajonizace/>
- Geoprohlížeč ČÚZK, 2014. Český úřad zeměměřičský a katastrální: Geoportál ČÚZK. [on-line]. [GIS aplikace, vrstva Základní mapy ČR] [cit. 2014-03-25] © 2010 ČÚZK. Dostupné z: <http://geoportal.cuzk.cz/geoprohlizec/>
- Hazdrová, M., 1985. *Hydrogeologie*. In: Kodým, O. (ed): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 32-214 Křemže. Praha: Ústř. Úst. geol., str. 56-59
- Hercog, F., 1959. *Závěrečná zpráva s výpočtem zásob Vyšný*. MS. Geologický průzkum. České Budějovice. Archiv ČGS-Geofond, sig. GF FZ 003284.
- Homola, V., Klír, S., 1975. *Hydrogeologie ČSSR III: Hydrogeologie ložisek nerostných surovin*. Praha: Academia.
- Homolka, M., 2007. *Zpráva o hydrogeologickém průzkumu: Klet'-hvězdárna-zdroj vody*. MS. Hydroprůzkum České Budějovice, s.r.o. České Budějovice. Archiv ČGS-Geofond, sig. 118512
- Cháb, J., Breitr, K., Fatka, O., Hladil, J., Kalvoda, J., Šimůnek, Z., Štorch, P., Vašíček, Z., Zajíc, J., Zapletal, J., 2008. Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. Vydání první. Praha: Česká geologická služba. 284 str. ISBN 978-80-7075-703-1
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z., 2011. *Geologická minulost České republiky*. Vydání druhé, opravené. Praha: Academia. 436 str. ISBN 978-80-200-1961-5
- Jetel, J., 1972. *Úkol 1/01 a: Hydrogeologické vyhodnocení vrtu Ho-1 Holubov*. MS. Ústř. Úst. geol. Praha. 12 s. Archiv ČGS-Geofond, sig. P023516

- Jetel, J., Krásný, J., 1968. Approximative aquifer characteristics in regional hydrogeological study. In: *Věst. Ústř. Úst. geol. Ústř. Úst. geol. Praha. Roč. 43, č. 5, str. 459-461*
- Kodym, O., 1981. Prekambrium – (Paleozoikum). In: Kodym, O. (ed): *Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 32-212 Nová Ves. Praha: Ústř. Úst. geol. Str. 8-22*
- Kodym, O., 1985a. Úvod. In: Kodym, O. (ed): *Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 32-214 Křemže. Praha: Ústř. Úst. geol. Str. 7-9*
- Kodym, O., 1985b. Prekambrium-Paleozoikum. In: Kodym, O. (ed): *Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 32-214 Křemže. Praha: Ústř. Úst. geol. Str. 9-32*
- Kodym, O., 1985c. Tektonika. In: Kodym, O. (ed): *Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 32-214 Křemže. Praha: Ústř. Úst. geol. Str. 46-51*
- Kodym, O., 1990. Tektonika. In: Kodym, O. (ed): *Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 32-233 Český Krumlov. Praha: Ústř. Úst. geol. Str. 42-43.*
- Krásný, J., 1975. Variation in transmissivity of crystalline rocks in southern Bohemia. In: *Věst. Ústř. Úst. geol. Ústř. Úst. geol. Praha. Roč. 50, č. 4, str. 207-215.*
- Krásný, J., 1978. *Hydrogeologie*. In: Kodym, O. (ed): *Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 32-223 Kamenný Újezd. Praha: Ústř. Úst. geol., str. 44-45*
- Krásný, J., 1980. Hydrogeologie jihočeských pánví. In: *Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol. Praha: Ústř. Úst. geol. Č. 14, str. 7-81*
- Krásný, J., 1981. *Hydrogeologie*. In: Kodym, O. (ed): *Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 32-212 Nová Ves. Praha: Ústř. Úst. geol., str. 38-40*
- Krásný, J., 1984. Vliv hydrogeologické pozice hornin na jejich propustnost. In: *Geol. Průzk. Praha. Roč. 26, č. 12, str. 342-345*
- Krásný, J., 1993. Classification of Transmissivity Magnitude and Variation. *Groundwater*. [on-line]. Vol. 31, Iss. 2, P. 230-236. [publ. 2005-08-04]. [cit. 2014-07-13]. ISSN: 1745-6584. Dostupné z doi: 10.1111/j.1745-6584.1993.tb01815.x. Dostupné z: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1745-6584.1993.tb01815.x/abstract>
- Krásný, J., Císlarová, M., Čurda, S., Datel, J. V., Dvořák, J., Grmela, A., Hrkal, Z., Kříž, H., Marszałek, H., Šantrůček, J., Šilar, J., 2012. *Podzemní vody České republiky: Regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod*. Vydání první. Praha: Čes. geol. Služba. 1144 str. ISBN 978-80-7075-797-0
- Krásný, J., Daňková, H., Kněžek, M., Krásná, R., Kulhánek, V., Trefná, E., 1984. *Vysvětlivky k základní hydrogeologické mapě ČSSR 1:200 000: list 32 České Budějovice*. Vydání I. Praha: Ústř. Úst. geol. 128 str.
- Krásný, J., Kněžek, M., 1977. Regional estimate of groundwater run-off from fissured rocks on using transmissivity coefficient and geomorphologic characteristics. In: *J. Hydrol. Sci.*,

- Kröner, A., O'Brien, P. J., Nemchin, A. A., Pidgeon, R. T., 2000. Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes. In: *Contrib Mineral Petrol.* Vol. 138, p. 127-142
- Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. In: *Terra Nova*. [on-line]. Vol. 23., Iss. 3, p. 145-161. [publ. 2011-04-25]. [cit. 2014-07-18]. ISSN 1365-3121. Dostupné z doi: 10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x. Dostupné z: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x/abstract>
- Ložek, V., 1961. *Vysvětlivky k mapě ložisek přirozených hnojiv a minerální síly půd list M-33-XXVIII České Budějovice*. Praha: Ústř. Úst. geol.
- Malecha, A., Žebera, K., 1981. Mesozoikum-Křída, Terciér, Kvartér. In: Kodym, O. (ed): *Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 32-212 Nová Ves*. Praha: Ústř. Úst. geol. Str. 22-32
- Mapa vodovodů, 2014. Mapa vodovodů: Plán rozvoje vodovodů a kanalizací Jihočeského kraje. [on-line]. [GIS aplikace, aktuální k březnu 2011]. [cit. 2014-06-25]. © 2014 Krajský úřad Jihočeského Kraje. Dostupné z: <http://gis.kraj-jihocesky.cz/flex/vodovody/>
- Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P., Franke, W., 1990. Teranne boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscian shearing. In: *Tectonophysics*. Amsterdam. Vol. 177, p. 151-170
- Ministerstvo zemědělství, 2014: Ministerstvo zemědělství: Legislativa. Vyhláška 178/2012 Sb. [on-line]. [cit. 2014-06-20] Dostupné z: http://eagri.cz/public/web/mze/legislativa/pravni-predpisy-mze/tematicky-prehled/Legislativa-MZe_uplna-zneni_vyhlaska-2012-178.html
- Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J., 1983. *Geologie ČSSR I: Český masív*. Praha: Státní pedagogické nakladatelství.
- Morysek, A., 1960. *Průzkum lateritů: Srnín*. MS. České Budějovice: Geologický průzkum. Archiv ČGS-Geofond, sig P012226
- Müller, V. (ed), 1991. *Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000 list 32-22 České Budějovice*. Praha: Český geologický ústav. ISBN 80-7075-086-3
- Müller, V. (ed), 1995a. *Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000 list 32-23 Český Krumlov*. Praha: Český geologický ústav. ISBN 80-7075-194-0
- Müller, V. (ed), 1995b. *Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000 list 32-24 Trhové Sviny*. Praha: Český geologický ústav. ISBN 80-7075-196-7

- Müller, V. (ed), 1996. *Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000 list 32-21 Prachatice*. Praha: Český geologický ústav. ISBN 80-7075-240-8
- Myslil, V., 1990. *Hydrogeologie*. In: Kodym, O. (ed): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 32-233 Český Krumlov. Praha: Ústř. Úst. geol., str. 48-53
- Národního geoportál INSPIRE, 2014. Geoportal: Mapy, prohlížení. [on-line]. [GIS aplikace]. [cit. 2014-08-19] © 2014 Český úřad zeměměřičský a katastrální, Cenia, Ministerstvo životního prostředí, a ARCDATA PRAHA, s.r.o. Dostupné z: <http://geoportal.gov.cz/web/guest/map/>
- O'Brien, P.J., 2000. The fundamental Variscan problem: high-temperature metamorphism at different depths and high-pressure metamorphism at different temperatures. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds). *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. London: Geological Society, Special Publications, 179, p. 369-386
- Odběry a vypouštění, 2014. eAGRI, Voda: Odběry a vypouštění [interaktivní aplikace, údaje z roku 2013]. [on-line]. [cit. 2014-06-25] © Ministerstvo zemědělství 2013. Dostupné z: <http://eagri.cz/public/web/mze/voda/aplikace/zdroje-pitne-vody.html>
- Olmer, M., Herrmann, Z., Kadlecová, R., Prchalová, H., Burda, J., Čurda, J., Krejčí, Z., Skořepa, J., Hartlová, L., Michlíček, E., 2006. Hydrogeologická rajonizace České republiky. In: *Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol.* Praha: Čes. geol. služba. Č. 23, str. 5-32. ISSN 0036-5289
- Pačes, T., 2011. *Úvod do hydrogeochemie*. Vydání první. Liberec: Technická univerzita v Liberci. 80 str. ISBN 978-80-7372-748-2
- Pošmourný, K., Flašar, J., Němec, J., Vitek, J., 2004. *Blanský Forest Mts.: Geology of the Protected Landscape Area in the Czech Republic*. Vydání první. Praha: Česká geologická služba. ISBN 80-7075-615-2
- Procházka, V., Svoboda, J., 1947. *Hydrogeologické poměry správního okresu Český Krumlov*. MS. Ústř. Úst. geol. Praha. Archiv ČGS-Geofond, sig. GF P001787
- Quitt, E., 1971. *Klimatické oblasti Československa*. Brno: Geografický ústav ČSAV. 82 str.
- Ryant, F., 1971. *Zpráva o průzkumu zásobování vodou pro 1000 ks skotu v obci Lhenice*. MS. Agroprojekt. České Budějovice. Archiv ČGS-Geofond, sig. V066351, V066352
- Skořepa, J., 1970. *Hydrogeologický výzkum severního okolí Českého Krumlova*. Praha. 67 str. Diplomová práce. Katedra hydrogeologie a inženýrské geologie na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy. Vedoucí diplomové práce: pg. J. Candra. Knihovna geologie PřF UK
- Stober, I., Bucher, K., 2005. The upper continental crust, an aquifer and its fluid:hydraulic and chemical data from 4 km depth in fractured crystalline basement rocks at the KTB test site. In: *Geofluids*. [on-line]. Vol. 5, Iss. 1, p 8-19. [publ. 2005-02-04]. [cit. 2014-07-15]. ISSN 1468-8123. Dostupné doi: 10.1111/j.1468-8123.2004.00106.x. Dostupné z:

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1468-8123.2004.00106.x/abstract>

- Švoma, J., 1971. *Hydrogeologická studie okresu Český Krumlov*. MS. Stavební geologie. Praha. 56 str. Archiv ČGS-Geofond, sig. P022893
- Švoma, J., 1972. Český Krumlov. *Hydrogeologický posudek, II. část*. MS. Stavební geologie. Praha. 25 str. Archiv ČGS-Geofond, sig. P023497
- Tichý, V., 1967. *Juta-Prísečná: Zpráva o provedení čerpací zkoušky a posouzení vlivu čerpané studny na okolí*. MS. Vodní zdroje Praha, n.p. Bylany. Archiv ČGS-Geofond, sig. P020648
- Tichý, L., Vrba, J., Štěpán, K., Duda, J., 1961. *Výpočet zásob Domoradice-grafit: Stav ke dni 1.1.1961* MS. Rudné doly Příbram. Příbram. Archiv ČGS-Geofond, sig. GF FZ004126
- Tollman, A., 1982. Grossräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Varisikum Europas. In: *Geotektonische Forschungen*. 64, 1-91.
- Tybitancl, J., 1979. *Hydrogeologická studie okresu Prachatic*. Praha. 33 str. Diplomová práce. Katedra hydrogeologie a inženýrské geologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze. Vedoucí diplomové práce: RNDr. Karel Sarga. Knihovna geologie Přf UK
- Vašta, V., 1967. Závěrečná zpráva o hydrogeologickém průzkumu ve Chvalovicích. MS. Inženýrsko-geologický a hydrogeologický průzkum, n.p. České Budějovice. Archiv ČGS-Geofond, sig. P020109
- Vašta, V., 1971. Lhenice-Fruta II. MS. Stavební geologie, n.p. České Budějovice. Archiv ČGS-Geofond, sig. V064948
- Vašta, V., 1978. Český Krumlov – důlní vody: Hydrogeologická studie možnosti jejich využití. MS. Stavební geologie, n.p. Praha. Archiv ČGS-Geofond.
- Vondrák, Z., 1974. *Zpráva o podrobném zásobování vodou obce Křemže*. MS. Agroprojekt. České Budějovice. Archiv ČGS-Geofond, sig. V071240
- Vtělenský, J., 1988. Geochemie niklonosných hornin u Křemže. In: *Sbor. geol. Věd*. Praha: Ústř. Úst. geol. Č. 23, str. 77-96
- Žebera, K., Kodym, O., 1985. Mezozoikum – svrchní křída, Kvartér. In: Kodym, O. (ed): *Výsvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 list 32-214 Křemže*. Praha: Ústř. Úst. geol. Str. 32-39

10 Přílohy

Příloha A: Geologická mapa

Příloha B: Geomorfologické členění – okrsky

Příloha C: Klimatické údaje

Příloha D: Mapa vodovodů v zájmovém území

**Příloha E: Odebrané množství podzemní vody ze zdrojových objektů v roce
2013**

Příloha F: Terénní deník

Příloha G: Údaje z vrtů v zájmovém území